



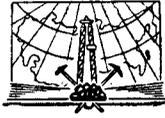
# ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ  
XLVIII

КАРПАТЫ

ЧАСТЬ I  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
ОПИСАНИЕ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОТЕХНИКА



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ  
СССР



*Главный редактор  
А. В. Сидоренко*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1966

<http://jara.ssi.ru/>

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УКРАИНСКОЙ ССР

# ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ  
XLVIII

КАРПАТЫ  
ЧАСТЬ I  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
ОПИСАНИЕ

Редакторы: *Н. П. Семеновко*, *В. А. Еришов*, *М. М. Жуков*,  
*Н. С. Расточинская*, *Л. Г. Ткачук*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1966

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ  
«ГЕОЛОГИИ СССР»

АЛИ-ЗАДЕ А. А.

АССОВСКИЙ А. Н.

БАРАТОВ Р. Б.

БЕЛОУСОВ В. В.

БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.  
(зам. главного редактора)

БОГДАНОВ А. А.

ГОРСКИЙ И. И.

ДВАЛИ М. Ф.

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.

ЕРШОВ А. Д.

ЕСЕНОВ Ш. Е.

КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.

КОСОВ Б. М.

КУЗНЕЦОВ Ю. А.

ЛУКАШОВ К. И.

МАГАКЪЯН И. Г.

МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.  
(зам. главного редактора)

МАЛЫШЕВ И. И.

МАРИНОВ Н. А.

МАРКОВ Ф. Г.

МАРКОВСКИЙ А. П.

МАШРЫКОВ К. К.

МИРЛИН Г. А.

МИРЧИНК М. Ф.

МУРАТОВ М. В.

НАЛИВКИН Д. В.

ОРВИКУ К. К.

ПЕЙВЕ А. В.  
(зам. главного редактора)

ПОПОВ В. С.

**САТПАЕВ К. И.**

СЕМЕНЕНКО Н. П.

СЕМЕНОВ А. И.

СИДОРЕНКО А. В.  
(главный редактор)

СМИРНОВ В. И.

СПРИНГИС К. Я.

ТРОФИМУК А. А.

ХАМРАБАЕВ И. Х.

ШАТАЛОВ Е. Т.

ЩЕРБАКОВ Д. И.

ЯНШИН А. Л.

ЯРМОЛЮК В. А.



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ  
ОПИСАНИЕ





## ВВЕДЕНИЕ

Первая часть XLVIII тома «Геология СССР» посвящена геологии Украинских Карпат.

Территория, описываемая в настоящей работе, расположена в пределах Украинской ССР и ограничена на севере  $50^{\circ}$  с. ш., на востоке  $25^{\circ}30'$  в. д. (по Гринвичу), на западе и юге — государственной границей СССР с Польшей, Чехословакией, Венгрией и Румынией. В ее пределы входят Предкарпатская равнина, Закарпатская впадина и значительный отрезок горной дуги Восточных Карпат.

Перед авторами книги стояла очень трудная и ответственная задача — свести воедино колоссальный материал, накопленный как иностранными исследователями, работавшими на данной площади до 1945 г., так и советскими геологами, приступившими к изучению Украинских Карпат только после Великой Отечественной войны.

Важнейшие структурные зоны Польши, Чехословакии, Венгрии и Румынии, которые всесторонне изучались в течение длительного времени, находят свое продолжение в пределах рассматриваемой территории.

Однако, как выяснилось, к 1945 г. изученность геологического строения этого края оставалась все еще недостаточной: стратиграфия большинства формаций не была разработана, тектоническая структура Карпат и смежных с ними впадин освещались неполно, а зачастую и неправильно. В большинстве случаев решались лишь частные вопросы геологического строения Карпат, без крупных региональных обобщений, что невозможно было и сделать из-за недостаточности фактического материала вследствие отсутствия в то время целенаправленных геологосъемочных работ на больших площадях.

После Великой Отечественной войны советские геологи получили возможность всесторонне изучить этот район. Широким фронтом были развернуты большие работы по комплексной геологической съемке Карпат (Карпатская экспедиция МГРИ и Укргеолуправления), поисковые и разведочные работы на нефть, газ (трест «Укрнефтегазразведка»), цветные и редкие металлы, химическое и нерудное сырье, стройматериалы (трест «Киевгеология»), тематические и научно-исследовательские работы (АН УССР, Львовский университет, УкрНИГРИ), геофизические исследования (трест «Укргеофизразведка»), цветные и редкие металлы, химическое и нерудное сырье, вые схемы тектонического районирования Карпат (А. А. Богданов, М. В. Муратов, В. И. Славин, О. С. Вялов, Н. Р. Ладыженский и др.), создана прочная палеонтологическая основа для стратиграфии почти всех развитых в пределах Украинских Карпат образований.

Привлечение методов определения абсолютного возраста помогло в последние годы установить с большей определенностью возраст метаморфизма домезозойских формаций фундамента Карпат и провести корреляции некоторых частей разреза карпатского флиша.

Много новых данных получено по минерало-петрографическим исследованиям Выгорлат-Гутинского вулканического хребта.

Глубокое бурение позволило уточнить структуру Предкарпатского краевого прогиба и доказать наличие надвигов с амплитудой горизонтального перемещения, превышающей 20 км. Оно дало возможность в значительной мере уточнить стратиграфию неогеновых отложений Закарпатья.

За последние годы появилось много обобщающих работ по геологии Карпат, которые и были положены в основу настоящего тома. Свое отражение в данной работе нашли также статьи зарубежных геологов, опубликованные за границей и в нашей печати.

И все же, несмотря на огромный труд, проделанный советскими и зарубежными геологами по исследованию Украинских Карпат, чрезвычайная сложность геологического строения этого региона на данном этапе изученности его порождает целый ряд противоречивых мнений различных исследователей по коренным вопросам, касающимся стратиграфии и тектоники Карпат. Поэтому, как ни стремились авторы и редакторы второй части тома унифицировать изложение основных разделов работы по самым новейшим данным, они были вынуждены отразить дискуссионный характер тех или иных положений, излагая взгляды авторов по спорным вопросам.

Так как автором ряда глав книги данного издания является О. С. Вялов, редколлегия тома сочла уместным принять за основу схему геологического районирования, составленную О. С. Вяловым, и привести весь текст книги в соответствие с указанной схемой, не считая, однако, этим самым данную схему наилучшей или наиболее правильной. Это несколько не должно умалять значения и остальных схем, которые, возможно, в большей степени отвечают современным воззрениям на геологическую структуру Восточных Карпат и сопредельных областей.

Первая часть XLVIII тома составлена сотрудниками института геологии полезных ископаемых АН УССР, Института геологических наук УССР, Киевского геологоразведочного треста, Министерства геологии УССР, Института геофизики АН УССР и Московского государственного университета.

Ценную помощь коллективу авторов и редакторам оказали своими замечаниями и советами проф. А. А. Богданов, Ф. М. Малиновский и В. С. Попов.

В просмотре и рецензировании отдельных статей в процессе подготовки тома принимали участие Г. И. Молякко, И. Л. Соколовский, О. К. Каптаренко-Черноусова, П. Л. Шульга, Н. Ф. Балуховский и др.

Редакторы и авторы выражают им свою благодарность.

Авторами тома являются геологи: О. С. Вялов, С. В. Евсеев, В. П. Костюк, Н. Р. Ладыженский, Г. Л. Наумчик, Г. И. Раскатов, Н. С. Расточинская, Н. П. Семененко, В. И. Славин, В. С. Соболев, С. М. Спитковская, С. И. Субботин, Л. Г. Ткачук и П. Н. Цысь.

Окончательное редактирование текста произведено М. М. Жуковым, Н. С. Расточинской и Л. Г. Ткачуком под руководством академика Украинской академии наук Н. П. Семененко.

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

История геологического изучения Украинских Карпат распадается на два периода: первый — охватывающий XIX столетие, начало XX и окончившийся в 1945 г. и второй — с 1945 г. до настоящего времени — период изучения Украинских Карпат советскими геологами.

**Первый период.** Историю геологического изучения Карпат в первый, досоветский, период можно найти в работах советских геологов (Быхова и др., 1941; Богданова, 1949 и др.).

Первые опубликованные работы по геологии Украинских Карпат относятся еще к XVII столетию, однако систематический и научный характер они приняли немногим более ста лет назад. Начало геологического изучения Карпат обычно связывают с появлением работ С. Сташица (S. Staszis, 1805, 1815). В 1806 г. им была издана первая геологическая карта Польши в масштабе 1:118 000, которая охватывала и Карпаты. Текст к ней был опубликован в 1815 г. Этой картой С. Сташиц положил начало геологической съемке территории Карпат.

Геологические исследования первой половины XIX в. носили еще очень схематичный и описательный характер, главное внимание уделялось характеристике выходов полезных ископаемых и их распространению. Все эти работы в настоящее время имеют лишь чисто исторический интерес.

Вторая половина XIX в. знаменует собой начало широких научных работ на Карпатах. Обзорная геологическая съемка была начата в 1850 г. в Австро-Венгрии, под руководством Ф. Хауэра. В результате пятнадцатилетней работы составлена геологическая карта Австро-Венгрии в масштабе 1:576 000 и систематизирован большой материал по стратиграфии, тектонике и петрографии Карпат.

Большая роль в изучении и разработке стратиграфии Карпат принадлежит К. Паулю и Е. Титце. Ими выделен и описан целый ряд стратиграфических единиц, названия которых употребляются и по настоящее время (менилитовые сланцы, магурские песчаники, бело-вежские слои, кливские песчаники, шипотские слои, добрововские слои, слободской конгломерат, ямненский песчаник и др.). Немного позже Ф. Крейцем и Р. Зубером (F. Kreutz i R. Zuber, 1881) выделены плитовые слои, а М. Вацеком (M. Vacek, 1881) и Е. Титце (E. Tietze, 1886) — кросненские слои. Таким образом, можно считать, что к началу XX в. была в основных чертах разработана стратиграфия Карпат.

Эффузивные образования Закарпатья впервые были изучены Ф. Рихтгофеном (F. Richthofen, 1858), который установил их миоценовый возраст и выделил среди них риолиты и трахиты.

Вопросам происхождения клиппенов посвящены работы Г. Штаха (G. Stach, 1871), М. Неймайра (M. Neumaier, 1871), В. Улига (V. Uhlig, 1897) и др.

Геологические исследования во второй половине XIX в. в Польше были тесно связаны с развитием озокеритовой, нефтяной и солевой промышленности. Описанию калийных солей Калуша и других месторождений посвящены работы Ф. Фетерлье (F. Foeterle, 1868 a, b),

Г. Чермака (G. Tschermak, 1868), Ф. Крейца (F. Kreutz, 1881a), Ю. Медведского (J. Miedziedzki, 1884, 1889, 1891) и др. Вопросы происхождения карпатской нефти и озокерита освещены в работах В. Яцинского (W. Jaciński, 1865), Ф. Посепного (F. Posepny, 1865), К. Шуберта (Schubert, 1864) и многих других. Изучением нефтяной геологии занимались Р. Зубер (R. Zuber, 1888, 1905), Э. Дуниковский (Dunikowski, 1889, 1891), Р. Дунецкий (Duniecki, 1883) и др.

Большое число работ польских геологов публиковалось в журнале «Космос» (1876—1939) Польского общества естествоиспытателей им. Коперника во Львове. В объединении геологической мысли в Польше большая заслуга принадлежит Краковской Академии наук.

Польскими геологами в конце прошлого столетия было проведено геологическое картирование. Ф. Крейц и Р. Зубер (1881) составили геологическую карту окрестностей Мражницы и Сходницы в масштабе 1:75 000, Р. Зубер (1882) снимал в том же масштабе район Слободы Рунгурской и Космача. Наиболее совершенной, по-видимому, для того времени является геологическая карта масштаба 1:100 000, составленная Г. Запаловичем (H. Zapalowicz, 1886b). Она покрывает площадь Мармарошского массива и прилегающих частей флишевых Карпат. Автор считал Мармарошский массив автохтонным древним ядром Восточных Карпат; им выделены в его пределах протерозойские и нижнепалеозойские кристаллические породы, пермские конгломераты, триасовые карбонатные породы, а также отложения нижнего мела и сеномана. Г. Запалович отмечал, что Мармарошский массив надвинут на флиш в северо-восточном направлении.

Выделенные в 70-х годах К. Паулем и Е. Титце структурные зоны Карпат (Мармарошский массив, зона карпатских песчаников и неогеновый пояс) были позднее уточнены и дополнены М. Вацеком (1881), который ввел в схему Центральную Карпатскую полосу (Центрально-Карпатскую депрессию).

В 1887 г. была начата геологическая съемка всей площади Галиции попланшетно в масштабе 1:75 000, которая продолжалась до 1907 г. Главными участниками этой работы являлись Р. Зубер, В. Улиг, В. Шайноха, Т. Вишневский, А. Ломницкий, В. Фридберг, И. Гжибовский и др. Указанные работы были прерваны в 1907 г. Все карты, за исключением листов «Бохня» и «Старый Самбор», с объяснительными записками были изданы в виде «Геологического атласа Галиции». В процессе составления «Атласа» проделана большая работа по изучению стратиграфии, палеонтологии и петрографии, которая легла в основу дальнейших исследований. Сопровождающие листы «Атласа» объяснительные записки содержат ряд ценных сведений, не потерявших своего значения до настоящего времени. Сименами участников съемки теснейшим образом связано развитие взглядов на строение края в течение ряда последующих десятилетий. Некоторые авторы высказали чрезвычайно ценные замечания, оказавшие большое влияние на последующих исследователей. Так, Р. Зубер (1902) впервые устанавливает в Карпатах надвиги. Ему же принадлежит идея о существовании «Добруджинского вала». В. Тейссейр (W. Teisseyre, 1900, 1907) публикует первые работы относительно связи дислокаций Карпатской горной системы с сопредельными областями (рис. 1). В текстовой части «Геологического атласа Галиции», состоящей из тринадцати томов, не потеряли своей актуальности также и описания существовавших тогда месторождений различных полезных ископаемых. Особенно ценны сведения о разбросанных на большой территории Карпат и в настоящее время заброшенных нефтяных месторождениях и разрезы по скважинам, пробуренным в то время.

Новые материалы, полученные при съемке листов «Атласа Галиции», были сведены В. Улигом (1903). В. Улиг в своей работе дает структурное районирование Карпат, выделяя следующие области:

- 1) песчаниковую зону,
- 2) внутреннюю зону, подразделяющуюся на:
  - а) зону клиппенов,
  - б) пояс центральных массивов (Высокие Татры),
  - в) внутренний пояс (Низкие Татры) и вулканические горы.

Для каждой из зон дается описание стратиграфии и тектоники, подробно излагается история геологического развития Карпат. Одним

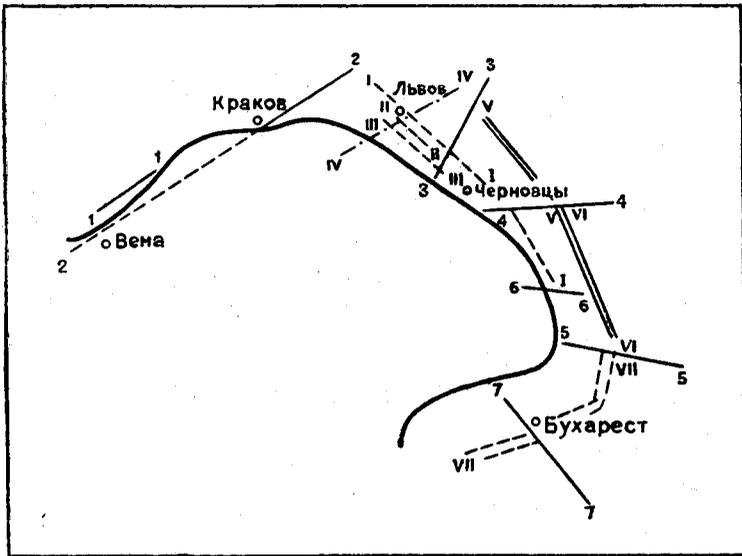


Рис. 1. Схема тектоники предгорья Карпат (по В. Тейссейру, 1907)

Докарпатские дислокации: I—I — линия Острова Моравская—Цнайм; 2—2 — линия Завихост—Курдванов—Банов; 3—3 — линия Ковалевка—Смыковцы (северный край Подольского горста); 4—4 — линия Черновцы—Перновцы (южный край Подольского горста); 5—5 — линия Пентелец—Рымник; 6—6 — линия Тротуш—Барлад; 7—7 — дислокация Дембовицы. Неокарпатские дислокации: I—I — линия Бердо—Нароль—Городиска—Барлад; II—II — линия Бобрка—Николаев; III—III — линия Городок—Калущ; IV—IV — линия Гологоры—Кременец; V—V — рифовый вал Медоборы; VI—VI — дислокация р. Прута; VII—VII — сброс нижнего Дуная

из общих выводов В. Улига является то, что он различает особенности в истории геологического развития Западных и Восточных Карпат.

Таким образом, к началу XX столетия уже имелось большое количество фактов и достаточно обоснованных общих представлений о геологическом строении Восточных Карпат. Это создало прочную базу для дальнейших исследований. Многие из того, что дано в работе В. Улига, отвечает в той или иной мере нашим современным взглядам.

В 1903 г. резко изменился подход к изучению геологии Карпат. Толчком к этому послужило распространение на Карпаты теории шарьяжей, перенесенной с Альп. Активным сторонником новых идей в тектонике оказался М. Лимановский, который впервые дал описание шарьяжей Карпат. Пересмотрел свои взгляды и В. Улиг (1907), дав в своей работе описание региональных покровов, тянувшихся на сотни километров. Фациальные зоны, выделенные им ранее, превратились в шарьяжи. В. Улигом было признано, что Карпаты являются ал-

лохтонным образованием, состоящим из ряда покровов. Я. Новак (J. Nowak, 1914), развивая идеи В. Улига, выделяет в Восточных Карпатах ряд плащевин (покровов). Р. Зубер, придерживаясь в основном идеи покровного строения Карпат, критически относился к взглядам В. Улига, подвергая сомнению огромные амплитуды надвигов.

В 1919 г. Б. Кропачеком была открыта в Бориславе погребенная лежащая складка, что натолкнуло на мысль о чешуйчатом или скибовом строении Внешних Карпат. Эти взгляды в дальнейшем были развиты К. Толвинским, который в 1920—1925 гг. возглавлял работы по геологической съемке территории, входящей в настоящее время в состав Львовской и Ивано-Франковской областей. В этих работах принимали участие Б. Буяльский, Е. Яблонский, С. Вейгнер, С. Краевский, Б. Свицерский и др. Проведенные исследования позволили опубликовать обзорную геологическую карту Восточных Карпат по площади, заключенной между Бориславом и р. Прут, в масштабе 1:200 000, на которой уже было отражено скибовое строение Карпат.

В последующие годы, кроме упомянутых авторов, в геологической съемке принимали участие Г. Сизанкур, Л. Горвиц, З. Паздро, З. Суйковский, Г. Тейссейр, Ф. Рабовский, О. Вышинский, Ю. Обтулович, Т. Хлебровский, Г. Свидзинский, М. Ксенжкевич, С. Вдовяж и др. Эти работы проводились ими главным образом в масштабе 1:25 000 и более крупном, к изданию же готовились карты в масштабе 1:100 000. Удалось издать лишь две карты — листы «Сколе» и «Надворная» (К. Толвинский — Tolwinski, 1937; Б. Буяльский — Bujalski, 1938b).

Период 20—30-х годов нашего столетия явился наиболее плодотворным. Описываемая территория в то время была поделена между Польшей и Чехословакией.

Работы поляков касались в основном Скибовой зоны и в меньшей мере — Предкарпатского прогиба. Важную роль играл Бориславский институт, во главе которого стоял К. Толвинский. В 1939 г. под редакцией К. Толвинского вновь издается карта Восточных Карпат, охватившая значительно большую площадь и представляющая ценный картографический материал по Карпатам. На этой карте нашли свое отражение основные результаты стратиграфического изучения Польских Карпат — были выделены и расчленены верхне- и нижнемеловые отложения, в палеогене выделены иероглифовые слои, менилитовая и кросненская серии и поляницкая свита и, кроме того, попельские и пасечнянские слои, выгодские песчаники и др.

В области изучения тектоники Внешних Карпат также были достигнуты значительные успехи. К. Толвинский, детально изучивший данный район, выделил в нем следующие тектонические элементы: 1) Бориславская скиба (глубинная), 2) Береговая скиба, 3) Оровская скиба, 4) Скольская скиба, 5) скиба Парашки, 6) скиба Зелемянки, 7) скиба Ружанки, 8) Центральная Карпатская депрессия, 9) скиба Воловца, принадлежащая уже к Магурскому покрову. Скибы нормально погружаются в сторону Центральной Карпатской депрессии (зоны Кросно). Происхождение скиб К. Толвинский связывал с наличием под ними мощной толщи соленосных отложений.

Б. Свицерский (B. Swiderski, 1925), работая в Покутских Карпатах, трактовал покутские складки как систему покровов, распадающихся на ряд чешуй. Изучая Магурскую зону, Б. Свицерский первым высказал мысль о палеогеновом возрасте черных сланцев, которые до этого считались нижнемеловыми. Магурская зона рассматривалась им в виде двух плащевин — Черногорской и плащевины Петроса.

В 20—30-х годах в пределах изучаемого района работало значительное количество исследователей, поэтому описать результаты их работ практически не представляется возможным. Так, работы в предгорьях Карпат велись И. Обтуловичем, Г. Тейссейром и О. Вышинским (Obtulowicz, Teisseyr i Wyszynski, 1934) между рр. Чечва и Быстрица Солотвинская. В этих исследованиях большое внимание уделялось тектонике предгорья.

Детальные карты по району Чивчинских гор были составлены Ю. Токарским (J. Tokarski, 1934); междуречье Прута и Белого Черемоша картировалось З. Суйковским (Z. Sujkowski, 1935); Передовой прогиб изучался Г. Тейссейром (H. Teisseyre, 1936), который составил геологическую карту масштаба 1 : 75 000 района между Самбором и Перемышлем. Г. Сизанкур (H. Cizancourt, 1927) и Б. Буяльский (1928) составили тектоническую схему Предкарпатья.

Из других работ этого периода можно отметить геологические карты Е. Яблонского и С. Вейгнера (E. Jabłoński i S. Weigner, 1925); Т. Хлебовского (T. Chlebowski, 1937) — по окрестностям Турки в масштабе 1 : 10 000; З. Суйковского (Z. Sujkowski, 1938a) в масштабе 1 : 50 000 по Гуцульщине, геоморфологическую карту Черногорья масштаба 1 : 25 000 Б. Свидерского (1938b) и ряд др. Работы геологов этого периода явились ценным вкладом в дело изучения тектоники и стратиграфии Карпат и Предкарпатья.

Наряду с геологическим картированием проводились широкие тематические работы. Вопросами палеонтологии и стратиграфии занимались Т. Вишневский (T. Wiśniewski, 1921), В. Рогала (W. Rogala, 1921 a, b, 1925 a, b, 1926), Ф. Беда (F. Bieda, 1928, 1931, 1938), Б. Бем (B. Böhm, 1930, 1934), Л. Горвиц (L. Horwitz, 1936), В. Рогала и Б. Кокошинская (Rogala i Kokoszynska, 1933), З. Суйковский (1934, 1935), З. Паздро (Z. Pazdro, 1936), Б. Буяльский (1930), Г. Сизанкур (1929a), М. Сизанкур (1928), Я. Чарноцкий и К. Ковалевский (J. Czarnocki i K. Kowalewski, 1932). Микрофаунистические исследования проводили И. Ломницкий (Lomnicki, 1901), М. Сизанкур (M. Cizancourt, 1933), Ф. Беда (1935), Т. Хлебовский и Ю. Черниковский (T. Chlebowski i J. Czernikowski, 1936, 1937).

Петрографическому изучению пород посвящены работы К. Богдановича и С. Яскульского (K. Bohdanowicz i S. Jaskólski, 1928), Ю. Токарского (1931, 1935) и др.

К этому же периоду относятся сводные работы Я. Новака (J. Nowak, 1927) и Г. Свидзинского (H. Swidzinski, 1934a, c) (рис. 2). Крупные исследования были проведены польскими геологами в области промысловой, главным образом нефтяной геологии. Особенно детально были изучены месторождения Борислав (К. Толвинский, 1917, 1921, 1934—1937), Битков-Пасечная (Б. Буяльский, 1924, 1925, 1929b,c), Рыпное (Г. Сизанкур, 1929b; Г. Тейссейр, 1930), Сходница-Урыч (К. Толвинский, 1929d,e), Нагуевичи (К. Толвинский, 1929c), Майдан (Б. Буяльский, 1927), Космач (В. Брудерер — W. Bruderer, 1926a), Опака (С. Краевский, 1924) и др. Только в районе Бориславского месторождения к тому времени было пробурено свыше 4000 скважин. Геология соляных месторождений и соляные источники Польши описаны в капитальном труде Э. Виндакевича (E. Windakiewicz, 1926—1930), геологии соляных месторождений Предкарпатья посвящены работы Ч. Кужняр (Сг. Kuźniar, 1930, 1931a, b, c; 1932, 1933a, b; 1934, 1939).

По геологии и рудопроявлениям Чивчинских гор была опубликована коллективная монография Ю. Токарского, М. Каменского, З. Паздро, К. Смуликовского и М. Тарнау (1934).

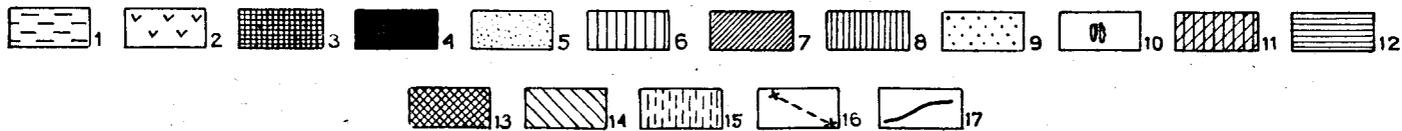
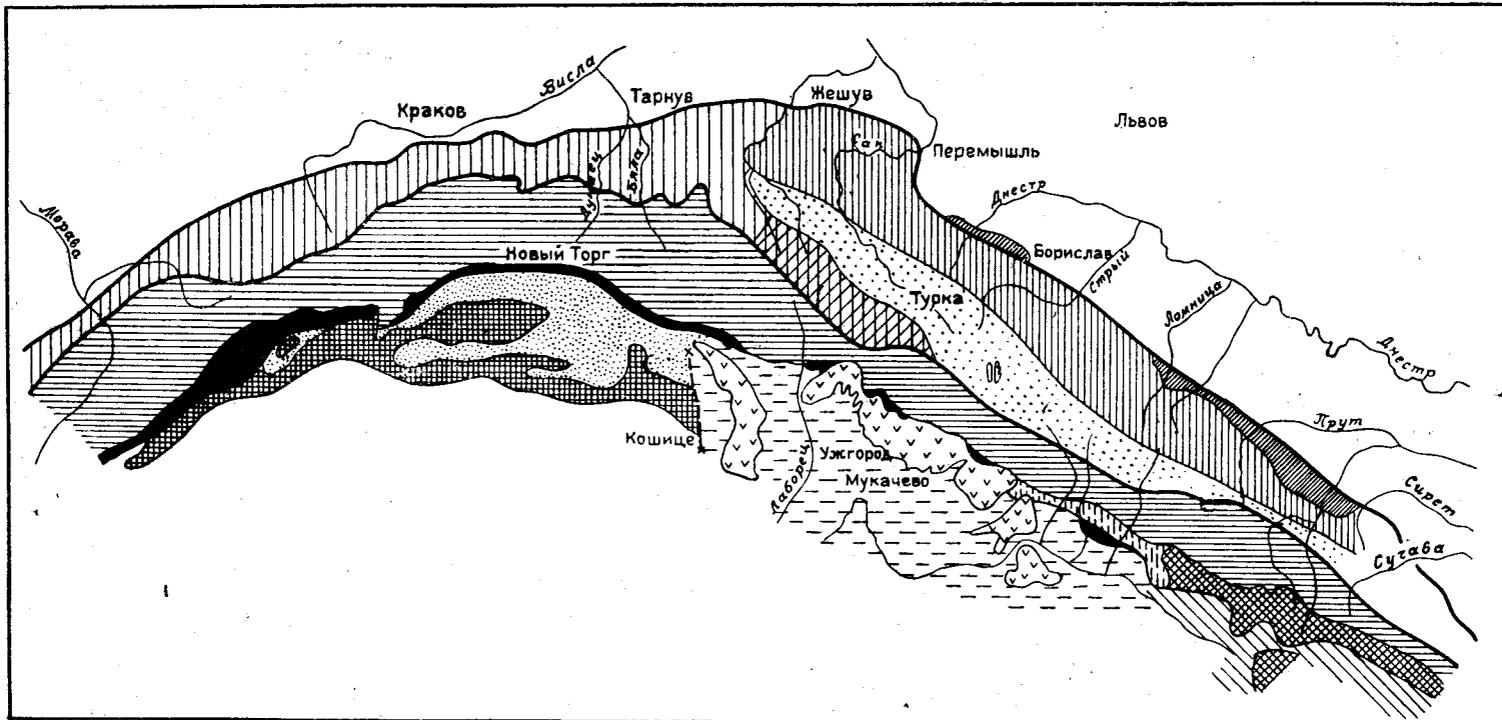


Рис. 2. Тектоническая карта Северных Карпат (по Г. Свидзинскому, 1934)

1 — неоген и четвертичные отложения паннонского типа; 2 — вулканические массивы; 3 — центральный массив «Татры»; 4 — зона клипенов; 5 — флиш подгальский; 6 — передовая флишевая группа (западный участок); 7 — восточная береговая группа; 8 — скибовый район; 9 — Центральная Карпатская депрессия; 10 — останец Смерже; 11 — Дукельско-Ужожская зона; 12 — Магуро-Черногорский покров; 13 — мезозойское кристаллическое ядро; 14 — мар-марошский флиш; 15 — флиш Новоселицко-Лугской зоны; 16 — главные дислокации Герната; 17 — передовые края покровов

Вопросам изучения гидрогеологии территории посвящены работы Р. Рослонского (R. Rosłowski, 1925, 1927a, b).

Геофизические исследования были начаты еще в XIX в. гравиметрическими работами на профиле Мукачев—Львов (весами Штернека) в 1892 г.

В 1923—1924 гг. проводились магнитометрические (С. Калиновский—S. Kalinowski, 1926; Г. Оркиш—H. Orkisz и Е. Стенц—E. Stenz, 1929; Г. Оркиш, 1933, 1935, 1937) и гравиметрические (Е. Янчевский—E. Janczewski, 1925, 1927, 1928, 1929, 1933a, 1939; А. Квятковский—A. Kwiatkowski, 1935, 1937a, b, 1938) исследования в пределах Предкарпатского прогиба.

Первые сейсмические работы проводились в 1929—1930 гг. в окрестностях Стрыя и Богородчан и носили опытный характер.

Немаловажная роль в изучении Карпат принадлежит геологам чешской геологической службы, которые начали свои работы в 30-х годах нашего столетия. Основной упор чешские геологи делали на изучение Западных Карпат и Татр, однако и на описываемой территории ими были закартированы отдельные районы в бассейнах Ужа, Латорицы, Рики и в Солотвинской впадине. А. Матейка и Д. Андрусов (A. Matejka i D. Andrusow, 1930) составили геологическую карту бассейна Латорицы и Вечи в масштабе 1:150 000; детальные съемки (1:25 000) района нижнего течения р. Тересвы вел О. Гиние (Hunie, 1936). Геологическим картированием в окрестностях Волосянки в том же масштабе занимался О. Гиние (1926), а в районе Лужской антиклинали—Я. Стейскал (J. Stejskal, 1936).

В изучении Закарпатья большая роль принадлежит чешскому геологу Д. Андрусову. В ряде работ и больших сводках Д. Андрусов (Andrusov, 1931, 1936a, b; 1937) подытоживает сведения по геологии Закарпатья и приводит свои тектоническую (1:500 000) и стратиграфическую схемы Закарпатья. Большое внимание в его работах уделено тектоническому положению известняковых утесов Закарпатья. В сводной работе, вышедшей в 1937 г., Д. Андрусов, излагая тектонику Западных Карпат, выделяет большое число покровов; но отмечает, что амплитуды перемещений их значительно меньше, чем считал В. Улиг.

Определенную долю труда в изучение Карпат внесли и румынские геологи, особенно по Мармарошскому массиву (И. Атанасиу—Atanasiu, 1929; А. Преда—Preda, 1932; Г. Маковой и И. Атанасиу—Macovei i Atanasiu, 1934), а также по стратиграфии меловых отложений. На Румынском Предкарпатье работали М. Мразек (Mrazec, 1933, 1935), Попеску, Войтешти (1922) и др., высказывавшие взгляды о наличии в предгорье Карпат диапировых структур. Эту идею в последние годы (1937—1941) пропагандировал и К. Толвинский.

В течение 1939—1944 гг. в Восточных Карпатах работали венгерские геологи. Их работы носили в основном узкопрактический характер, хотя и сопровождались незначительным объемом геологосъемочных работ и стратиграфическими исследованиями.

Важно отметить, что венгерские геологи впервые начали проводить в Закарпатье работы по изучению микрофауны, а также геофизические работы.

Ф. Хорузницкий и Г. Вайн изучали стратиграфию долины р. Уж. Они опровергли мнение Д. Андрусова о нижнемеловом возрасте широко развитых в указанном районе черных сланцев и считали их олигоценовыми. Свои выводы они базировали на микропалеонтологических определениях.

Стратиграфии и микрофауне посвящена работа Л. Майзона (L. Majzon, 1943). Он обосновывает возраст ряда толщ Закарпатья и подробно описывает обнаруженные им формы.

Изучением стратиграфии и тектоники миоценового бассейна (Солотвинской впадины) занимался Ф. Сентеш (F. Szentés, 1942). Перечень большинства венгерских работ приводит в отчете, изданном в 1943 г., Л. Лоци (L. Lóczy). Он же дает сводку по полезным ископаемым Закарпатья с приложением карты.

Венгерские геологи в значительной мере уточнили стратиграфию флишевой формации Карпат, тектонические же построения их являются необоснованными. Чтобы убедиться в этом, достаточно познакомиться со сводной работой и приложенной к ней картой Т. Салая (T. Szalai, 1947a,b,c), который стоит на крайних позициях покровной теории.

Работами венгерских геологов заканчивается досоветский период геологического изучения Восточных Карпат. Подводя итог изученности данной территории в течение первого периода, можно констатировать, что к началу советского периода уже был накоплен и обобщен большой фактический материал по стратиграфии и тектонике Украинских Карпат.

Особенно большие успехи были достигнуты польскими геологами — ими были выделены, описаны и палеонтологически обоснованы основные стратиграфические единицы Внешних Карпат и Предкарпатья, тектонические построения их в пределах отдельных зон отвечают в той или иной степени современным взглядам. Хуже было изучено Закарпатье.

Некоторым тормозом в развитии знаний о Карпатах явилась теория шарьяжей, которая мешала исследователям двигаться вперед, рассматривать новые факты с иных точек зрения. Основной же причиной того, что фактический материал этого периода был еще явно недостаточным для составления обоснованной тектонической схемы Украинских Карпат и единой схемы стратиграфии является то, что Карпаты, находящиеся на территории Румынии, Чехословакии, Польши и Венгрии, не могли быть всесторонне изучены ввиду отсутствия контакта между учеными этих государств.

Степень изученности различных частей Карпат была неодинаковой, широкая пограничная полоса, соответствующая центральной части горной дуги, оставалась почти совершенно не исследованной.

**Второй период.** После воссоединения в 1939 г. западных областей, а в 1945 г. Закарпатской области с Украинской ССР советские геологи получили возможность исследовать уже единую карпатскую систему в целом, а также и смежные с ней области краевых прогибов и прилегающей платформы; они могли изучать взаимосвязи этих крупных структурных единиц.

Нужно отдать должное польским, австрийским, чешским, венгерским и румынским геологам, которые в течение многих лет занимались изучением Карпат. Ими было сделано очень много и значение проведенной ими работы велико.

Приступая к исследованиям, советские геологи должны были тщательно изучить весь обширный материал, собранный предшествующими исследователями, проанализировать их выводы и построения. Особенно это касается северного склона Карпат, для которого уже существовала стратиграфическая схема и даже была издана в 1939 г. сводная геологическая карта, весьма ценная, несмотря на ряд выявленных в дальнейшем недостатков и неточностей. Большое количество работ с важными и интересными выводами имелось по

Предкарпатскому прогибу и Подольской плите. Значительно меньше было известно о геологическом строении Закарпатья, хотя и здесь работы венгерских, а затем чешских геологов внесли много нового и, во всяком случае, дали общее представление об основных структурных особенностях этой территории и о соотношении ее с другими частями Карпат.

Однако, перед советскими геологами, когда они начали работать в Западных областях и Закарпатье, стояло еще множество нерешенных вопросов, а ряд построений их предшественников пришлось в дальнейшем изменить или даже совсем отвергнуть.

Сложность строения Карпат, трудность вообще изучения флишевых толщ, почти лишенных органических остатков (кроме микрофауны), плохая обнаженность, отсутствие для некоторых частей Карпат сколько-нибудь детальных геологических съемок — все это было причиной того, что у геологов имелось много нерешенных и спорных вопросов, а иногда и принципиальных расхождений во взглядах. Одни положения стали уже общепринятыми, другие же являются предметом оживленных диспутов.

Все еще нет единой стратиграфической схемы для флишевых и молассовых толщ. Для флиша северного склона Карпат уже выработана основа такой схемы, нуждающаяся, впрочем, в дальнейшем развитии. Для закарпатского же флиша пока мы еще не можем назвать ни одного подразделения из числа предложенных, которое послужило бы отправным для создания сводной схемы. Только для отдельных частей Закарпатья в последние годы наметилось более отчетливое деление (бассейн Черного Черемоша, флиш Утесовой зоны).

Наиболее крупные принципиальные разногласия касаются общего тектонического районирования и ряда региональных тектонических вопросов.

После воссоединения в 1939 г. в Западные области Украины было направлено несколько геологов для первого ознакомления с существующими материалами. В результате такого ознакомления были написаны обобщающие сводки. Особо следует отметить сводные работы А. Г. Вологодина, А. К. Матвеева и др. (под редакцией Н. А. Быховера, 1941, 1946). Кроме того, сводные обзоры нефтяных месторождений были даны В. А. Сельским (1941) и М. М. Чарыгиным (1940). В это же время были начаты съемочные работы, развернули свою деятельность производственные организации, началось изучение Предкарпатья геофизическими методами разведки, но в 1941 г. все эти исследования были прерваны.

С 1944 г. в Карпатах начало проводить работы Украинское геологическое управление, а в 1945 г. этим управлением была организована Закарпатская геологическая экспедиция, работающая и до сих пор.

В 1945 г. возобновилась деятельность геологического факультета Львовского государственного университета, во Львовском политехническом институте был основан нефтяной факультет с геологической и геофизической специальностями. Многие сотрудники этих институтов, начиная с 1945 г., принимают участие в исследовании рассматриваемой территории.

Значительную работу провел Карпатский научно-исследовательский геологический институт Министерства геологии (Борислав), продолжавший свою деятельность до 1953 г. В 1945 г. приступило к работе Львовское отделение Института геологических наук АН УССР, преобразованное в 1951 г. в самостоятельный Институт геологии полезных ископаемых АН УССР, и Львовское отделение Украинского гео-

логического управления (с 1952 г. — Львовская экспедиция треста «Киевгеология»). Большого масштаба исследования производили соответствующие геологические организации трестов «Укрнефть», «Укргаз» и «Укруглеразведка».

В том же 1945 г. начала работать Западно-Украинская экспедиция Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского геологоразведочного института (ВНИГРИ), в 1952 г. сделавшаяся постоянным филиалом этого института; в 1953 г. этот филиал был передан в состав находящегося в Москве Всесоюзного научно-исследовательского геологического нефтяного института (ВНИГНИ) и затем в него влился бывший Карпатский институт. В настоящее время он является самостоятельным институтом (УкрНИГРИ). Кроме того, с 1953 г. стали производиться гидрогеологические исследования и геофизические работы (трест Укргеофизразведка), а также изучение соляных месторождений, в котором большое участие принимал ВСЕГЕИ и Институт галургии (ВНИИГ).

В 1946 г. было основано Львовское геологическое общество при Львовском государственном университете. Общество развернуло кипучую деятельность. Оно объединяет геологов, интересующихся изучением Карпат и примыкающих к ним регионов.

Помимо перечисленных организаций в исследованиях принимали участие Геологический и Палеонтологический институты Академии наук СССР, Геологический институт Академии наук УССР, а в дальнейшем Черновицкий государственный университет и многие другие организации.

Много сделала работавшая в 1946—1949 гг. по договору с Украинским геологическим управлением Министерства геологии экспедиция Московского геологоразведочного института (МГРИ), возглавлявшаяся А. А. Богдановым. В работе этой экспедиции принимали участие также сотрудники Геологического и Палеонтологического институтов Академии наук СССР и Украинского геологического управления.

Следует также отметить проведенные работы по опорному бурению и по глубокому разведочному бурению, давшие очень важный новый материал.

В общем, за истекшие 18 лет — с 1945 по 1963 г. — геологические исследования производились в чрезвычайно широких масштабах.

Первые итоги результатов работ были подведены в 1947 г. на геологическом совещании, созванном в Киеве Институтом геологических наук УССР. Прочитанные здесь доклады опубликованы в трудах Научно-геологического совещания по нефти, озокериту и горючим газам Украинской ССР (Балабущевич, 1949; Вялов, 1949; Ковалевский, 1949; Плешаков, 1949; Славин, 1949; Субботин, 1949а и др.).

Общие итоги геологического изучения территории были изложены в докладах на объединенной геологической сессии Академии наук СССР и Академии наук УССР, посвященной 300-летию воссоединения Украины с Россией, в мае 1954 г. во Львове.

В 1954 г. вышла из печати монография «Проблема промышленной нефтеносности и газоносности Западных областей УССР», подготовленная Институтом геологии полезных ископаемых Академии наук УССР. В ней дано сводное описание геологического строения всей рассматриваемой области.

Итоги исследований Карпат были также изложены в сводных докладах, прочитанных на IV (во Львове), V (в Бухаресте) и VI (в Варшаве — Кракове) съездах Карпато-Балканской геологической ассоциации в 1958, 1961 и 1963 гг.

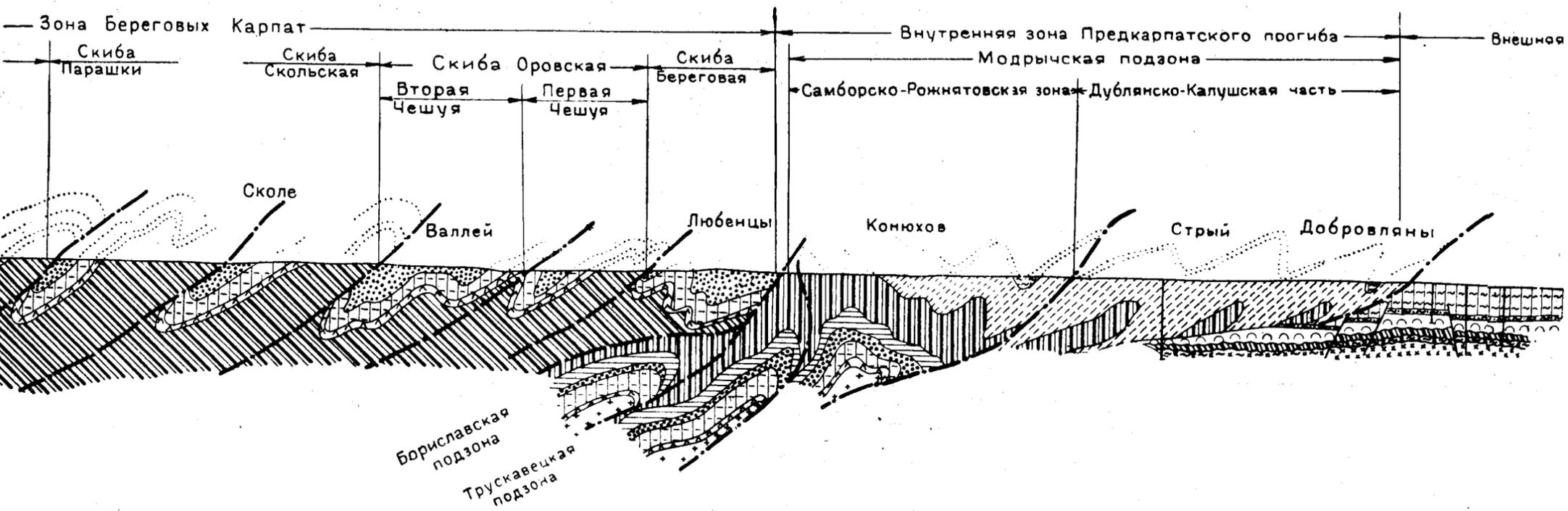
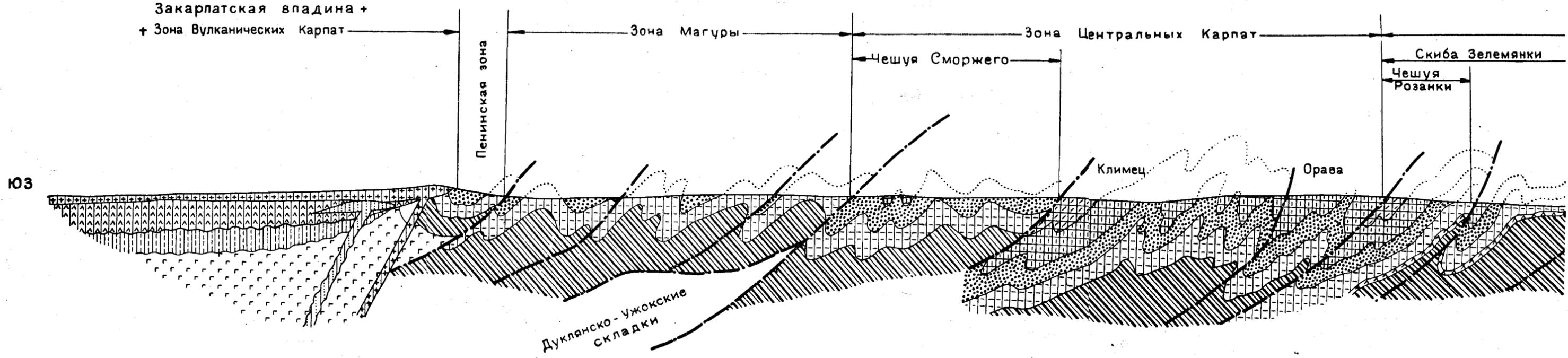
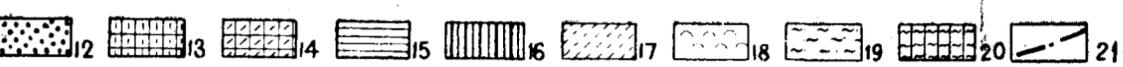


Рис. 3. Поперечный геологический профиль через Карпаты по линии Стрый—Сколе—Климец (по А. А. Богданову, Б. П. Высоцкому, М. В. Муратову, К. З. Толвинскому и Н. Р. Ладыженскому, 1952)

1 — мезозойские и палеозойские отложения (пра-Карпаты); 2 — палеозойские отложения; 3 — юрские отложения; 4 — меловые отложения; 5 — палеоценовые, эоценовые и меловые отложения; 6 — палеоценовые + эоценовые отложения; 7 — миоценовые осадочные отложения; 8 — эффузивы сарматские; 9 — эффузивы моложе сармата; 10 — иноцерамовая серия; 11 — ямненский песчаник; 12 — менилитовая серия; 13 — нижние кросненские слои; 14 — верхние кросненские слои; 15 — поляницкая свита; 16 — воротыщенская серия; 17 — стебникская свита; 18 — угерская серия; 19 — гипсо-ангидритовая свита; 20 — галицкая серия; 21 — линии надвигов

Геология СССР т. XLVIII.



Общие вопросы геологии Карпат с новых позиций освещены в работах А. А. Богданова (1949, 1950), М. В. Муратова (1946, 1947а, 1948, 1949), В. Г. Бондарчука (1954а, 1955, 1962), И. В. Высоцкого (1962), О. С. Вялова (1948, 1949, 1950, 1953б, 1960б, 1963а и др.).

Тектонике Восточных Карпат посвящены труды Г. П. Алферьева (1958), Н. М. Барановой и др. (1959); А. А. Богданова (1949); В. Г. Бондарчука (1954б, 1959); О. С. Вялова (1949, 1953б, 1959в, 1960б); В. В. Глушко (1959); В. В. Глушко, И. Ф. Клиточенко, В. С. Попова, М. В. Чирвинской (1960); В. С. Попова и В. В. Глушко (1962); И. Д. Гофштейна (1961а,б); Я. О. Кульчицкого (1958); Н. Р. Ладыженского (1955); М. В. Муратова (1946, 1947а,б; 1949); В. И. Славина (1947 а, б, г; 1949, 1956а, 1958а, 1959 а, б); Славина и др. (1960, 1962); С. И. Субботина (1955в, 1960а, 1961); С. И. Субботина и В. Б. Соллогуба (1962), Е. М. Лазько и Д. П. Резвого (1962) и др.

В настоящее время среди исследователей наиболее принципиальные разногласия имеются в отношении общего структурного подразделения и по ряду вопросов региональной тектоники. Опубликовано несколько тектонических сводок, схем тектонического районирования с различными трактовками общей структуры Карпат (рис. 3).

Согласно представлениям одного направления (А. А. Богданов, М. В. Муратов и ряд других геологов) Украинские Карпаты подразделяются на три зоны с юга на север: 1) Внутреннюю антиклинальную зону с древними породами Раховского массива в ядре; 2) Центральную синклиналичную зону, соответствующую Центральной Карпатской депрессии польских геологов, и 3) Внешнюю антиклинальную зону (Скибовая зона по терминологии польских геологов) (рис. 4).

Другого направления придерживается О. С. Вялов (1949, 1953б; 1960б). Он принимает деление на следующие зоны (с юга на север): Утесовую, Мармарошскую (породы Раховского массива и его мезокайнозойской покрывки), Раховскую, Магурскую, Черногорскую, Дуклянскую, Кросненскую и Скибовую. Пространственно первые четыре зоны соответствуют Внутренней антиклинальной зоне А. А. Богданова, Дуклянская и Кросненская зоны — Центральной синклиналичной, а Скибовая — Внешней антиклинальной зоне. Внутренней геоантиклинальной зоной О. С. Вялов считает так называемую Центральную зону или зону древних ядер Западных Карпат (татриды и др.). На Украинской территории она глубоко опущена и слагает основание фундамента Закарпатского прогиба.

Следующий принципиальный вопрос, вызывающий разногласия, это строение Утесовой зоны и соотношение ее с Мармарошской зоной. По мнению одной группы (А. А. Богданов, М. В. Муратов, В. И. Славин и др.), Утесовая зона является непосредственным продолжением по простираию Мармарошской зоны. В кристаллическом Раховском массиве устанавливаются две антиклинальные складки, на продолжении которых и выступают юрские известняки. Таким образом, юрские известняки образуют ядра двух сложнопостроенных и сильно нарушенных антиклинальных структур, протягивающихся на 550 км от Раховского массива почти до Венского бассейна.

Представители другой группы (Д. Андрусов — Andrusow, 1937; О. С. Вялов, 1949, 1953б, 1960б) считают, что Утесовая зона проходит южнее, т. е. занимает более внутреннее положение по отношению к Мармарошской и отнюдь не является ее продолжением; северная полоса утесов выступает по тектоническому шву вдоль края надвинутой на север Мармарошской зоны. Южная полоса утесов (или собственно Утесовая зона) не имеет связи со структурами Мармарошской зоны. Эти известняки представляют собой тектонические отторженцы,

вмятые в более пластичную мелкоскладчатую флишевую оболочку верхнего структурного яруса этой же зоны.

Часть исследователей (А. А. Богданов, М. В. Муратов, Ю. М. Пущаровский, В. И. Славин и др.) отрицает наличие в Восточных Кар-

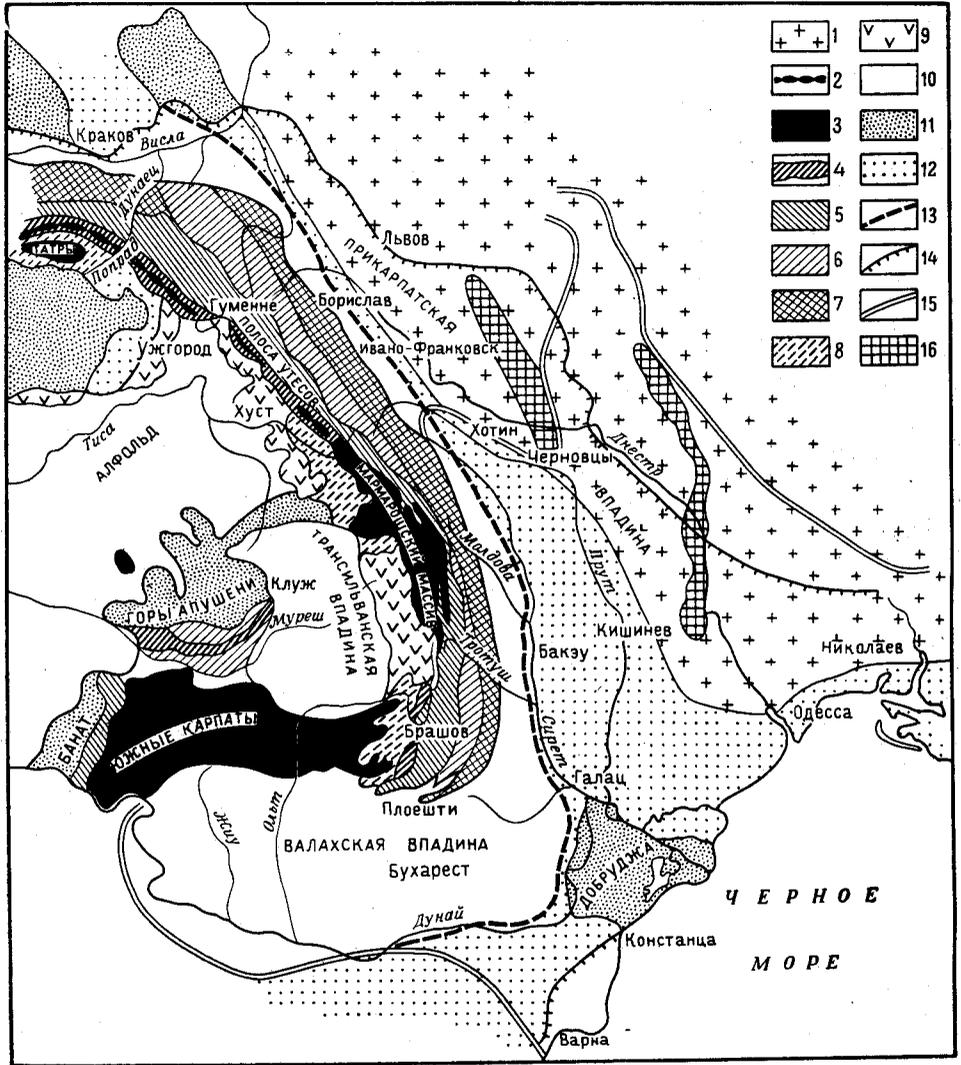


Рис. 4. Схема тектонической структуры Восточных Карпат. Составил М. В. Муратов  
 1 — Русская платформа с докембрийским фундаментом, частично перекрытая неогеном альпийских краевых впадин; 2 — гряды Карпатских утесов; 3 — внутренние палеозойские ядра краевой антиклинальной дуги Карпат; 4 — антиклинали в осевой части Карпат и в синклинии Муреша; 5 — внутренняя антиклинальная зона Восточных Карпат; 6 — синклиниорий Центральной Карпатской депрессии и синклиний гор Муреш и Баната; 7 — внешняя антиклинальная зона северо-восточного крыла Карпат; 8 — юго-западное крыло мегантиклинали Восточных Карпат; 9 — неогеновые эффузивы; 10 — неогеновые впадины на палеозойско-мезозойском основании; 11 — выступы палеозойско-мезозойского основания неогеновых впадин; 12 — предполагаемое палеозойское основание; 13 — нижнемиоценовый край Прикарпатской впадины; 14 — среднемиоценовый и нижне-сарматский край Прикарпатской впадины; 15 — контуры средне- и верхнесарматской Прикарпатской впадины; 16 — гряды неогеновых барьерных рифов

патах большого количества покровов или шарьяжей с большими (в десятки километров) амплитудами и считает это одним из важнейших результатов новых исследований в Карпатах. Признавая наличие че-

шуйчатых надвигов с перемещением разорванных частей складок на 8—10—12—15 км, они рассматривают эти перемещения лишь как осложнения крупных складок (А. А. Богданов, Б. П. Высоцкий, Ю. М. Пушаровский, 1954). Указанные исследователи отрицают также существование Магурского надвига в пределах Украинских Карпат. О. С. Вялов признает существование в Восточных Карпатах покровов и с большими амплитудами перемещения (свыше 15 км), а также считает доказанным наличие Магурского надвига.

К числу спорных принципиальных вопросов относится вопрос о наложенных мульдах в Карпатах. А. А. Богданов (1949) и С. Л. Афанасьев (Афанасьев, Богданов, 1950) доказывают их существование и приходят к заключению о времени (предкресненском) проявления складчатости и о различиях в геологическом развитии некоторых зон. О. С. Вялов (1952) отрицает наличие наложенных мульд и не соглашается со всеми выводами А. А. Богданова, вытекающими из признания существования этих мульд. Иная, отличная от указанных выше авторов, трактовка этого вопроса дается в работе И. Д. Гофштейна (1962а).

Н. Р. Ладыженский (1955) дал тектоническую схему, несколько отличающуюся от схемы О. С. Вялова, с названиями зон, в большинстве сопоставляемых с зонами по О. С. Вялову.

Для решения ряда вопросов, касающихся тектоники и истории развития, имеют большое значение работы по структуре смежных частей — Молдавии и Бессарабии — Г. М. Аванесяна (1954), И. Д. Гофштейна (1952), Б. П. Высоцкого, П. К. Иванчука, основанные на новейших материалах бурения и содержащие совершенно новые фактические данные и очень интересные построения.

Чрезвычайно важный материал для понимания глубинного строения различных частей описываемой территории дали геофизические исследования. Анализ их результатов с соответствующими выводами был сделан И. А. Балабушевичем (1949), С. И. Субботиным (1948а, б; 1949а, б; 1950, 1951, 1954, 1955а, б, в; 1960а), А. В. Мухиным (1947), В. Б. Соллогубом (1954, 1959), а также А. А. Богдановым и др. (1950) — см. рис. 5. Монография С. И. Субботина (1955в), посвященная глубинному строению Карпат, имеет очень большое научное значение. Вопросы сейсмичности касались в своих работах О. С. Вялов (1957), С. В. Евсеев (1954б, 1958, 1960, 1961), С. В. Медведев (1949, 1958), И. М. Сухов (1949), И. Д. Гофштейн (1963а).

Специальные исследования по определению абсолютного возраста метаморфического домезозойского кристаллического фундамента и возраста седиментации палеогенового и мелового флиша Украинских Карпат проведены Институтом геологических наук АН УССР под руководством Н. П. Семененко (Семененко, 1960; Семененко, Ладыженский и др., 1962, 1963; Семененко, Ткачук, Клушин, 1963).

За рассматриваемый период появилось большое количество статей, заметок и монографий, касающихся отдельных вопросов минералогии и петрографии западных областей. Здесь необходимо отметить работы В. П. Костюка (1958); В. С. Соболева (1948); Соболева и др. (1947, 1951, 1953, 1954, 1955); Е. К. Лазаренко и др. (1962, 1963); Л. Г. Ткачука (1949, 1957); Л. Г. Ткачука и Д. В. Гуржия (1957); А. Ф. Коржинского и Я. В. Маслякевич (1963); В. А. Калюжного (1950), Е. Ф. Малеева (1960а, в, 1963б) и др. Е. К. Лазаренко опубликовал специальную статью об успехах минералогии на Украине, а Л. Г. Ткачук и др. — об успехах петрографического изучения западных областей УССР. В 1963 г. вышла в свет монография «Мине-

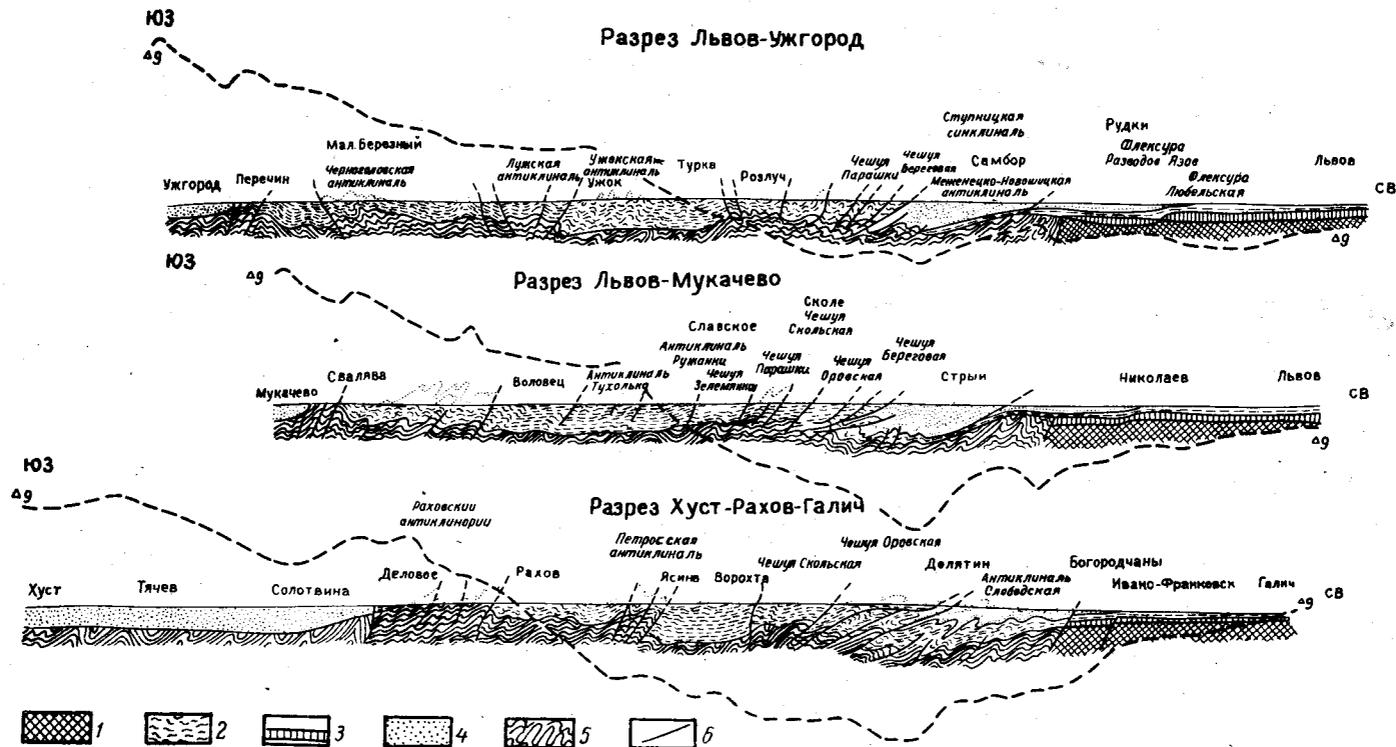


Рис. 5. Разрезы через Восточные Карпаты (по А. А. Богданову, В. Г. Гуревич, С. Я. Шерешевской, 1950)  
 1 — кристаллический фундамент платформы; 2 — меловые и палеогеновые отложения; 3 — палеозойские отложения платформы; 4 — мiocеновые отложения; 5 — палеозойский и мезозойский складчатый комплекс; 6 — надвиги и разломы

ралогия Закарпатья» (Е. К. Лазаренко, Э. А. Лазаренко, Э. К. Барышников и О. А. Малыгина).

Вопросы гидрогеологии освещены в работах А. Е. Бабинца (1947а, б; 1948а, б, в; 1950, 1951), А. Е. Бабинца и Н. И. Радько (1950, 1956), А. М. Овчинникова (1947), В. Г. Ткачука (1949) и др.

Принципиально новые по сравнению с существовавшими ранее схемы геоморфологического деления всей рассматриваемой территории дали М. М. Жуков (1947), Г. И. Раскатов (1949), Н. П. Ермаков (1948б) и П. Н. Цысь (1951б, 1959б); этих же вопросов касались в своих работах В. Г. Бондарчук (1954 а, б) и К. И. Геренчук (1953). Некоторые соображения о молодых движениях Карпат высказали Г. П. Алферьев (1948б), М. М. Жуков (1961), Л. Н. Кудрин (1962), П. Н. Цысь (1959а). Ряд статей по геоморфологии и четвертичным отложениям опубликовали В. В. Буцура (1946), К. И. Геренчук (1949, 1950а, б, в; 1953, 1956а, б), К. И. Геренчук и П. А. Кучинский (1953), П. К. Заморий (1948, 1950), Г. А. Зильбер (1953, 1954, 1956), Б. Н. Иванов (1948, 1950), М. М. Койнов (1951, 1954, 1956), А. И. Спиридонов (1952), П. Н. Цысь (1951а, 1952, 1953, 1954а, б, 1956), И. Я. Яцко (1954), Г. И. Раскатов (1953). Краткий и написанный несколько субъективно очерк истории изучения Карпат составили Г. П. Алферьев и В. И. Славин (1955). Помимо этого изучением Карпат, начиная с 1945 г., занимается большой коллектив геологов-производственников, сосредоточенный главным образом в партиях и экспедициях трестов «Киевгеология» (Закарпатская и Львовская экспедиции), «Львовнефтегазразведка», «Укргеофизразведка».

Характер и основные результаты этих работ излагаются ниже, при описании изученности отдельных структурных единиц.

Предкарпатский краевой прогиб. Исследования последних 18 лет дали большой материал, позволивший подойти к составлению сводных стратиграфических и тектонических схем и нарисовать общую картину истории геологического развития Предкарпатского прогиба. Касаясь фундамента прогиба, можно сказать, что в состав слагающих его пород входит палеозой и мощная известняковая толща верхней юры, вскрытая глубокими скважинами. Установлено, что во Внутренней зоне прогиба развиты флишевые толщи мела и палеогена; к северному краю этой зоны они, вероятно, переходят в грубые фации дикого флиша.

Во Внешней зоне палеоген отсутствует вообще, а мел имеет платформенный характер. Здесь чувствуется приближение к Сандомирско-Добруджинской гряде, разделявшей оба бассейна — флишевый и платформенный — и появляется прибрежная песчаная журавненская фация верхнего мела.

Миоцен во Внутренней зоне прогиба представлен полной серией моласс (нижними и верхними молассаами), а во Внешней — только верхними. Таким образом, Внутренняя зона возникла на флишевом геосинклинальном основании и начала формироваться сразу после первой карпатской фазы складчатости — на границе палеогена и неогена. Внешняя зона образовалась на платформенном основании и прогибание ее началось значительно позже — с тортона.

Сводную схему стратиграфии миоцена предложил О. С. Вялов (1951а). Большие возражения встретило деление, изложенное в статье Ф. С. Путри (1950). Не всеми принимается подразделение, которое дал А. Е. Михайлов (1951). Стратиграфические выводы, основанные на анализе фауны фораминифер, опубликовала М. Я. Серова (1955).

Ряд интересных соображений по поводу стратиграфии миоцена Предкарпатья высказали А. А. Богданов и М. Я. Серова (1956), В. В. Глушко (1954), В. В. Глушко и Л. С. Пишванова (1954, 1961), И. А. Голубков (1951, 1953), И. А. Голубков и В. Г. Корнеева (1953), И. А. Голубков и Л. С. Пишванова (1954), О. П. Горкун (1953), Б. П. Жижченко (1952, 1953а, б), С. М. Корневский (1952, 1954а, б), Н. Р. Ладыженский (1955), Н. И. Черняк (1953), В. Н. Утробин (1958, 1960а). Их статьи касались положения в разрезе и возраста отдельных горизонтов миоцена, фациальных особенностей и фаунистической характеристики. В общем, стратиграфия миоценовых молассовых толщ, выполняющих прогиб, в основных чертах может считаться выясненной, хотя по ряду вопросов еще существуют разногласия. Наиболее дискуссионным является вопрос о положении в разрезе калушских слоев и покрывающих их калиеносных слоев; все еще является спорным вопрос о возрасте слободских конгломератов. В связи с новыми данными, полученными в результате бурения, пришлось отказаться от неправильно введенного названия угерская серия и вернуться к употреблявшемуся ранее названию баличская свита, а ее стратотипом считать разрез около с. Баличи (Заречное) на р. Свича, так как значительная часть разреза бывшей угерской серии оказалась принадлежащей верхнему мелу, а не миоцену.

В неогеновых толщах и раньше были известны следы вулканической деятельности. В ряде работ Д. П. Бобровника (1950, 1957а, б) и др. приводятся новые сведения о туфогенных прослоях среди моласс. Все опубликованные данные были обобщены С. М. Корневским (1954а, б) и О. С. Вяловым (1958), а позже Л. Г. Ткачуком, Л. Н. Кудриним и М. Б. Рипун (1958).

Фауны беспозвоночных в нижних молассах, кроме фораминифер, не было обнаружено. Поэтому большой интерес представляют ископаемые следы позвоночных животных, найденные в добровтовской свите (песчано-глинистой фации верхней части воротыщенской серии нижнего миоцена) и на р. Прут около Делятина и в стебникской свите. В настоящее время собрано большое количество образцов с отпечатками следов парнокопытных (газелей) и птиц. О. С. Вялов и К. К. Флеров (1952, 1953, 1954) описали отсюда следы парнокопытных, хищников и анхитерия. Предварительный список микрофауны из нижних моласс дал Ф. С. Путря (1950). В верхних молассах фауна моллюсков давно была известна; дополнительные сборы остаются не обработанными. Некоторые фораминиферы описаны В. Э. Ливенталем (1953, 1955), а М. Я. Серовой (1955) опубликована монография по фораминиферам миоцена Предкарпатья и Подольской плиты.

Тектоника Предкарпатского краевого прогиба и история его развития освещается в ряде работ — А. А. Богданова (1949), В. С. Бурова и В. В. Глушко (1960), О. С. Вялова (1949, 1953а, б, 1955а, 1960б); В. В. Глушко (1958), В. В. Глушко и др. (1963), А. Е. Михайлова (1951), М. В. Муратова (1947а, 1949), А. С. Муромцева (1958), В. И. Славина (1947а, 1958г), В. Б. Соллогуба (1954, 1955), В. Н. Утробина (1958, 1960а) и др. Главное отличие от более ранних представлений о строении прогиба состоит в большей определенности трактовки его тектоники и более дробного стратиграфического подразделения. Большинство признается, что граница между платформой и Внешней зоной прогиба проходит по сбросу (или может быть по нескольким ступенчатым сбросам), что подтверждается и геофизическими данными.

По новым данным абсолютной геохронологии фундамента, а также буровым и геофизическим материалам Н. П. Семененко,

Л. Г. Ткачуком и В. И. Клушиным (1963) установлена Галицийская складчатая область рифеид и каледонид и их предгорный прогиб, слагающие фундамент Карпат и Предкарпатья.

Складчатая область Восточных Карпат. Как уже упоминалось во «Введении», существует несколько схем районирования Карпат. В дальнейшем изложении будет применяться деление, разработанное О. С. Вяловым (1953б).

Наиболее древние кристаллические породы складчатой области Восточных Карпат обнажаются на Раховском и Чивчинском массивах, которые являются окончанием обширного Мармарошского кристаллического массива, протягивающегося через Восточные Румынские Карпаты. Кроме того, выходы древних пород известны еще в нескольких местах вдоль границы Мармарошской зоны.

Стратиграфия древних толщ Раховского массива вследствие чрезвычайной сложности его строения была до последнего времени изучена недостаточно полно.

В опубликованных работах Л. Г. Ткачука (1949), И. Ф. Трусовой (1952), Л. Г. Ткачука и Д. В. Гуржия (1957), А. Л. Кривина (1960, 1961) дана схема стратиграфии массива и петрографическое описание пород, но и эта схема уже устарела.

Работниками Закарпатской геологической экспедиции треста «Киевгеология» Л. К. Курячим, В. В. Высоцким и сотрудником НИС Львовского государственного университета А. К. Бойко, проводившими геологические исследования на Раховском массиве в течение 1959—1963 гг., получен новый материал по стратиграфии, тектонике и полезным ископаемым массива, построенный на большом фактическом материале. Один из наиболее сложных вопросов — установление возраста метаморфических толщ Раховского массива — начинает проясняться благодаря проведенным работам по определению абсолютного возраста (Семененко, 1960).

Чивчинский массив изучался В. И. Чулочниковым, Г. Т. Саксеевым, С. Рудаковым, С. Л. Бызовой и др.

Кристаллическое ядро складчатой области Восточных Карпат покрыто двумя более молодыми комплексами. Первый комплекс образован преимущественно карбонатными триасовыми и юрскими отложениями, второй — терригенной толщей мела и палеогена. Частично эти комплексы прослеживаются далеко на северо-запад от массива вдоль Мармарошской зоны.

Изучением триаса Раховского массива занимались А. А. Максимов, В. И. Славин, а Чивчинских гор — И. Д. Гофштейн. В некоторых горизонтах ими была обнаружена фауна и составлена общая стратиграфическая схема.

Юрские отложения изучались в течение ряда лет И. Д. Гофштейном (1954, 1956) и В. И. Славиним (1947б, 1950а, б, 1961), которые благодаря новым находкам фауны смогли дать гораздо более полную схему деления.

Из палеонтологических работ по мезозойской фауне можно указать работы: В. И. Славина (1953б) — по титон-валанжинским аммонитам, О. С. Вялова, С. И. Пастернака (1956) и С. П. Коцюбинского (1955) — по меловым иноцератам, С. И. Пастернака (1961) — по фауне соймульской свиты, Г. П. Алферьева (1948а) — по фауне альба.

Появляется несколько работ, посвященных рассмотрению некоторых закономерностей образования флиша и различных свойств флишевых толщ, а также фукоидам и иероглифам, столь важным элементом, помогающим при работе геолога в поле. Разумеется, что здесь мы имеем в виду работы, за основу в которых взяты материалы по

исследованию Карпат. Они принадлежат И. Г. Баранову (1951), Н. Б. Вассоевичу (1953), О. С. Вялову (1948), Б. Т. Голеву (1953), И. Д. Гофштейну (1947), Ю. М. Пуцаровскому (1948а), Л. В. Фирсову (1949).

Стратиграфия меловых отложений Скибовой зоны Карпат, намеченная еще польскими геологами, осталась в основных чертах без изменений. Она была лишь пополнена, детализирована, а для некоторых свит были введены географические названия. Точно так же сохранено в новой схеме подразделение олигоцена.

Только стратиграфия эоцена подверглась довольно значительной переработке. М. В. Муратов и Н. И. Маслакова объединили всю толщу, лежащую между ямненскими песчаниками (палеоцен) и менилитовыми сланцами (олигоцен) в одну свиту с подразделением ее только в Скибовой зоне на иероглифовые слои и попельскую свиту. По более новым данным, толщу, относимую к палеоцену и эоцену и покрываемую менилитовыми сланцами, делят более дробно. При этом отмечается, что в разных чешуях (скибах) в связи с изменением фаций могут выделяться различные свиты.

У большинства советских геологов в отличие от некоторых польских не вызывает сомнения олигоценый возраст менилитовой серии. При сопоставлении разрезов Скибовой и Кросненской зон возникло предположение о том, что кросненская серия не соответствует целиком поляницкой свите, как это считалось раньше, а замещает верхнюю менилитовую и лопянецкую свиты. Действительно, в Кросненской зоне не может быть произведено деление менилитовой серии на нижнюю, лопянецкую и верхнюю свиты, как в Скибовой зоне, и породы кросненского типа спускаются, чередуясь с черными сланцами, в самые низы разреза этой серии. Литологическая граница между менилитовой и кросненской сериями в разных зонах или даже в соседних складках может находиться на разных стратиграфических уровнях. Этот вопрос был специальной темой изучения В. А. Шакина, который обратил особое внимание на стратиграфическое значение горизонта полосчатых известняков, названных им головецким. Стратиграфией палеогенового флиша занимались В. Г. Корнеева (1955), Я. О. Кульчицкий, А. В. Максимов (1961), Ф. П. Темнюк (1959а), С. И. Шевырев (1956а) и др.

Если во Внешних Карпатах мы все же имеем схему стратиграфии, хотя и требующую дальнейшей разработки, то в Закарпатье дело обстоит менее удовлетворительно. В отдельных разрезах, в частности по р. Тисе, удается выделить несколько свит и для некоторых высказать суждение о возрасте. Однако сводной схемы еще нет. Считалось, что стратиграфия Закарпатья и Внешних Карпат вообще сходна и за опорные горизонты принимались черные сланцы — менилитовые и массивные песчаники — лютские, параллелизовавшиеся с ямненскими. Между ними находится тонкоритмичный флиш, причислявшийся к карпатской свите (эоцену). Это была простая и удобная схема (Маслакова и Муратов, 1951).

В последнее время выяснилось, что на самом деле разрез построен гораздо сложнее, а литологическое сопоставление оказывается весьма обманчивым. В ряде мест в черных сланцах, считавшихся менилитовыми, были найдены верхнемеловые иноцерамы (с. Великий Березный, рр. Люта, Великая Пиния, с. Луг и др.). У с. Калины на р. Тересве удалось найти остаток иноцерама в тонкоритмичной пачке, относившейся ранее к эоцену (О. С. Вялов и С. И. Пастернак, 1956). Было доказано, что массивные песчаники, которые слагают значительную гряду, тянущуюся вдоль р. Турьи и по виду похожие на песча-

ники лютской свиты (палеоцен), залегают не ниже, а выше тонкоритмичной «карпатской» свиты. Об этом можно судить по положению иероглифов, например в карьере у с. Турьи Реметы.

Очевидно, близкие по внешнему облику и литологическому составу толщи могут повторяться в разрезе несколько раз или в разных структурно-фациальных зонах занимать различное стратиграфическое положение. Так, черные менилитовые сланцы имеют олигоценовый возраст в Скибовой и Кросненской зонах. Внешне очень похожие на них шипотские сланцы в Черногорской зоне являются по возрасту меловыми. Наконец, черными же являются сланцы нижнемеловой раховской свиты и верхнемеловой березнинской свиты. Тонкоритмичный флиш может быть и палеогеновый, но несомненно имеется и в верхнем мелу (с иноцерамом у с. Калины). Массивные песчаники, обычно принимаемые за лютские, могут находиться ниже тонкоритмичного флиша (по р. Люте), но могут быть и выше (р. Турья и Утесовая зона), т. е. таких массивных толщ в разрезе несколько.

Более детально разработана стратиграфия мела в Мармарошской и Утесовой зонах. Изучением меловых отложений Раховского массива занимались П. И. Калугин, В. И. Кривин, В. И. Славин и др. Им удалось в терригенной толще выделить отложения апта, альба и сеномана. Из соймульской свиты Мармарошской зоны А. В. Максимовым (1959а) и С. П. Коцюбинским были описаны иноцерамы, свидетельствующие об альб-сеноманском возрасте.

В Утесовой зоне В. И. Славинным (1956б, 1960) выделяются и палеонтологически обосновываются в толще карбонатных пород нижне- и верхневаланжинские отложения, готерив-барремские, аптские, альбские и сенонские, а также выделяется средневаланжинский горизонт вулканических пород.

В результате изучения флишевой области были составлены фациальные схемы и очерки истории развития всей области или ее части. В этом направлении особенно много сделано М. В. Муратовым и Н. И. Маслаковой (1952) и Ю. М. Пушаровским (1953). Историей развития занимался также О. С. Вялов (1953а, 1955б), В. И. Славин (1956б), П. И. Калугин (1956), Я. О. Кульчицкий (1959а). О литологии флиша писали Л. Г. Ткачук (1955), Г. Н. Иванова (1955), Л. Г. Ткачук, Г. Н. Иванова и З. Н. Немова (1949), Ф. П. Темнюк (1962).

В палеонтологическом отношении флиш изучен слабо из-за бедности его органическими остатками. Исключение, впрочем, составляет менилитовая серия с ее многочисленными чешуйками и косточками, а нередко и более полными скелетами рыб. Некоторые формы рыб из менилитовых сланцев описаны П. Г. Данильченко, А. К. Рождественским (1949) и Л. П. Горбач (1956а,б); И. Д. Гофштейн (1953) посвятил небольшую статью рыбным чешуйкам.

Из нижнего мела Закарпатья Г. П. Алферьев (1948а) описал по сборам Н. П. Ермакова несколько образцов брахиопод, определенных до рода, и остаток белемнита; В. И. Славин (1948а, 1953б) описал несколько верхнеюрских и нижнемеловых аммонитов.

Фауна крупных фораминифер палеогена изучалась Г. И. Немковым (1955), Б. Т. Голевым (1954) и К. Л. Хлопониным (Г. И. Немков и К. Л. Хлопонин, 1955).

При полном отсутствии фауны моллюсков в одних свитах и чрезвычайной их бедности в других особенное значение приобретают мелкие фораминиферы. Впрочем и они далеко не везде и не во всех толщах встречаются. В печати, помимо ранее опубликованных списков фауны, появилось описание новых 22 видов (Мятлюк, 1950). В 1955 г.

опубликована монография Н. И. Маслаковой (1955) и несколько статей Н. В. Дабагян (1959, 1961, 1963а).

Закарпатский внутренний прогиб. Область развития неогеновых образований вдоль края южного склона Карпат оставалась весьма мало изученной. Только молодые вулканические породы, слагающие Выгорлат-Гутинский хребет, всегда привлекали к себе внимание и подвергались в какой-то степени исследованию.

Уже в первые годы работ советских геологов была найдена неогеновая фауна, имеющая большое стратиграфическое значение. Находки эти принадлежат Н. С. Вартаковой, О. С. Вялову, О. Н. Горбачевской, В. Р. Горецкому, Н. П. Ермакову, Л. Н. Кудрину, И. Б. Плешакову, В. И. Славину, Н. Е. Стрелковой и Н. С. Расточинской. Специальные стратиграфические исследования в течение ряда лет здесь производили И. Б. Плешаков (1949), И. А. Коробков и И. Б. Плешаков (1948). Последний дал сводную схему стратиграфии неогена. Эта схема получила широкое распространение. Одновременно опубликовал иную схему Н. П. Ермаков (1948а). После первых находок фауны производились и специальные детальные ее сборы (В. А. Горецкий, Г. Н. Гришкевич, И. Б. Плешаков) для ряда мест с послойным описанием разрезов. Помимо списков фауны, которые можно найти в статьях Н. П. Ермакова (1948), И. А. Коробкова и И. Б. Плешакова (1948), имеется и несколько описательных палеонтологических работ. Это прежде всего монография И. А. Коробкова (1951) по миоценовым моллюскам, ряд статей с описанием моллюсков В. А. Горецкого (1947, 1948а, б, в, 1953), по устрицам — Л. Н. Кудрина (1948, 1953в), по паннонской фауне — В. Н. Зайцевой (1948). Новый вид муравья описан Ю. М. Залесским (1949) из сармата Береговского холмогорья.

Списки флоры из неогена Закарпатья были даны Т. Н. Байковской (1953), Ю. В. Тесленко (1954) и В. П. Гришко (О. С. Вялов, И. В. Венглинский и др., 1956).

В неогеновых отложениях Закарпатского внутреннего прогиба обнаружена богатая и разнообразная микрофауна. Ее описанию и стратиграфическим выводам, основанным на анализе списков фораминифер, посвящены статьи И. В. Венглинского и Л. С. Пишвановой.

В результате бурения, производившегося в Закарпатья, получен большой и важный материал как для уточнения стратиграфии (сплошные разрезы отдельных толщ, многочисленные моллюски, фораминиферы и остракоды), так и для тектонических построений. Опорная скважина в с. Данилово (Солотвинская впадина) вскрыла самое основание миоценового разреза и часть подстилающей палеогеновой толщи, очевидно соответствующей подгальскому флишу Западных Карпат. Глубокими скважинами в Чопской впадине вскрыты под неогеном палеозойские и мезозойские отложения. Можно сказать, что разработка стратиграфии неогена Закарпатья целиком является результатом исследований геологов именно в рассматриваемый в этом очерке период — советский.

Появилась также возможность произвести сопоставление разрезов Закарпатского и Предкарпатского прогибов. Впрочем, это сопоставление делается по-разному. Еще не установлен окончательно возраст ряда свит и в этом отношении имеются существенные разногласия. Наиболее спорным являлось причисление хустецкой свиты к гельвету или к тортону, положение ильницкой свиты в самых верхах неогенового разреза — над эффузивной серией или ниже, и общее расчленение паннонской толщи. Появилось много различных терминов для обозначения одних и тех же свит и общая терминология еще не выработана.

В последние годы стратиграфия паннона была изучена В. Г. Шереметой (1958) и В. С. Буровым (1958). Недавно коллективом львовских исследователей была разработана новая схема деления всего неогена Закарпатья (О. С. Вялов, Л. С. Пишванова, М. И. Петрашкевич и Г. Н. Гришкевич, 1962).

В настоящее время уже очень много сделано в отношении изучения молодых вулканических пород. Детально описаны многие типы эффузивных пород и их туфов, установлено их пространственное распространение. Наконец, рассмотрена последовательность вулканических процессов и намечены основные этапы эффузивной деятельности. Этим мы обязаны прежде всего В. С. Соболеву, Н. С. Вартановой и О. Н. Горбачевской (1947), Л. Г. Ткачуку, Д. В. Гуржию и Г. Н. Ивановой (1949), И. Ф. Трусовой (1954), В. П. Костюку (1958), Е. Ф. Малееву (1960а, б, в; 1962а, 1963а, б), Б. В. Мерличу, С. М. Спитковской (1957) и др.

Схематическое описание тектоники Закарпатского прогиба дал И. Б. Плешаков (1949). Вообще же тектоники и положения этой области в складчатой системе касались в своих работах А. А. Богданов (1949), О. С. Вялов (1949, 1953а, б), М. В. Муратов (1947а, б, 1949), В. И. Славин (1949). Особых разногласий в трактовке тектоники нет. Чрезвычайно интересна схема глубинного строения Закарпатского прогиба, составленная С. И. Субботиным (1955в) по геофизическим данным.

В результате геологопоисковых, разведочных и буровых работ, проведенных Закарпатской геологической экспедицией, работниками экспедиции В. Н. Зайцевой и С. В. Расточинским (1963 г.) внесено было много существенных коррективов и дополнений в схему тектоники Закарпатского прогиба. Ими выделены две структурно-металлогенические зоны, с которыми связывается формирование полиметаллических и ртутных месторождений, выявлены и описаны зоны поперечных разломов и более мелкие тектонические разрывы, выделены этапы вулканизма и пр.

На территории Украинских Карпат в период изучения их советскими геологами широко развернулись работы по геологическому картированию. Мелкомасштабные геологические карты охватывают всю территорию Украинских Карпат. Авторами этих карт являются Н. С. Расточинская и В. Г. Чередниченко, Е. М. Матвиенко, А. Н. Козловская и В. С. Перельштейн, Л. В. Соколова, Т. В. Никулина.

Среднемасштабное геологическое картирование на площади Украинских Карпат производилось Карпатской экспедицией МГРИ и Укргеолуправления под руководством А. А. Богданова. Подготовка карт к изданию выполнялась геологами треста «Киевгеология» В. Г. Юрковой, Г. Н. Шраменко, Н. Е. Стрелковой, В. И. Чулочниковым, Г. Д. Досиным, Н. С. Расточинской, Е. Ф. Малеевым, В. Н. Зайцевой, Л. В. Соколовой. В настоящее время составление крупномасштабных и детальных геологических карт проводят трест «Киевгеология» (Г. Н. Георгиев, Л. К. Курячий и др.), трест «Львовнефтегазразведка» (А. Л. Арцабка, Л. В. Монакова, Н. А. Диденко, Ж. С. Коваль, И. П. Мочалин, Э. Ф. Жигунова, И. П. Сафаров и др.) и Московский госуниверситет (С. Л. Афанасьев, Н. В. Короновский, В. И. Добрынина и др.). Результаты работ по геологическому картированию территории Карпат изложены в работе В. С. Попова (1963).

Подводя итоги исследованиям, проведенным советскими геологами в Карпатах, можно сказать, что успехи в изучении Западных и Закарпатской областей УССР очень велики. Получен огромный новый фактический материал, сделан ряд обобщений по стратиграфии и тектонике.

Однако впереди еще очень много работы, многие принципиальные вопросы ждут своего окончательного разрешения.

## ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Карпатская горная система, имеющая протяженность свыше 1300 км, соединяет Альпы с Балканами. По структурно-орографическим особенностям она обычно подразделяется на три части: 1) Западные Карпаты (от Братиславы до долин рр. Дунайца и Попрада); 2) Восточные Карпаты (от излучины р. Попрад до междуречья рр. Яломица и Дымбовица); 3) Южные Карпаты (от названного междуречья до Дуная).

Восточные Карпаты делятся на Лесистые Карпаты и Румынские Восточные Карпаты. Преобладающая часть Лесистых Карпат расположена в пределах Украинской ССР. Она выделяется под названием Украинских Карпат.

## РЕЛЬЕФ И ГИДРОГРАФИЯ

Ширина горной зоны Карпат в СССР около 100 км, длина (вдоль северо-восточного края) достигает 280 км.

Для Украинских Карпат характерно продольно-зональное (северо-западное — юго-восточное) простираие основных структурно-орографических элементов.

В северо-восточной внешней полосе горных хребтов, соответствующей Скибовой зоне, обычно располагаются 8—10 хребтов с северо-западным — юго-восточным простираием. Главный гребень — цепь Парашки-Апшицы имеет вершины, превышающие 1800 м над уровнем моря (Высокая, Сывуля Великая, Сывуля Малая). Северо-восточные склоны горных хребтов обычно более крутые, юго-западные — пологие. Асимметрия склонов наиболее четко выражена в пределах Бескид, занимающих внешнюю полосу гор к северо-западу от р. Мизунки. В пределах последних преобладают высоты 1100—1200 м над уровнем моря, однако в верховьях Днестра Бескиды переходят в низкорослые с хорошо развитым решетчатым расчленением. Здесь образовались сквозные долины между поперечными реками.

Наиболее сложной орографией обладают Горганы — хребты, расположенные во внешней зоне Карпат к юго-востоку от верховья р. Мизунки. Здесь кряжи часто имеют извилистое простираие, образуют отроги, а гидросеть характеризуется господством глубоких поперечных долин (Мизунка, Свица, Ломница, Быстрица Солотвинская и Надворнянская, Прут) и слабым развитием продольных долин.

К юго-востоку от верховьев р. Пыстынки (приток Прута) располагаются Покутско-Буковинские Карпаты, которые характеризуются закономерным северо-западным — юго-восточным простираием складок и хребтов.

Внешний край Карпат представляет полосу низкорослого (600—800 м), обычно образующую четко выраженный уступ к Предкарпатыю. Низкорослые и среднегорные хребты Скибовой зоны Карпат обладают мягкими очертаниями и куполообразными вершинами. Более резкими формами отличаются Горганы, где хребты часто имеют острые каменистые гребни с осыпями глыб песчаников на склонах. Долины попереч-

ных рек Скибовой зоны Карпат часто образуют котловинообразные расширения. Таковы Делятинская и Яремчанская котловины в долине Прута, Выгодская в долине р. Свичи, Верхнесиневоднинская — у слияния Опора и Стрыя, Сколевская и Тухлевская — в долине р. Опор и др.

Водораздельная зона Украинских Карпат характеризуется наличием извилистого средневысотного водораздельного гребня и прилегающего к нему низкогорья «верховин». Эта Водораздельно-Верховинская область соответствует зоне Кросно, где, как правило, преобладает мягкий, низкогорный рельеф (рис. 6). Только в верховьях Рики, Теребли



Рис. 6. Водораздельная часть Украинских Карпат (зона Кросно). Фото В. С. Попова

и Тересвы высоты превышают 1600—1700 м над уровнем моря. В верховьях названных рек на южном склоне Карпатский водораздел образует систему отрогов и горных групп, входящих в Горганы. Последние отличаются острыми формами вершин и гребней, а также глубокими долинами \*. Водораздельный хребет наиболее четко выделяется в северо-западной части зоны. Местами он обладает довольно крутым южным склоном. В его пределах расположены удобные перевалы: Ужокский, Воротский (Верецкий), Бескидский и менее удобный Вышковский, или Турунский. В верховьях рек Стрыя и Сана к водоразделу прилегает полоса низкогорного рельефа Стрыйско-Санской верховины (600—700 м). К югу от водораздела расположена Воловецкая верховина, также отличающаяся мягкими низкогорными формами. В юго-восточной части водораздельно-верховинской зоны простирается Ворохта-Путиловское низкогорье. Невысокий водораздел с Ясинским перевалом отделяет его от обширной Ясинской котловины, расположенной в верховьях Черной Тисы.

\* Горганы, расположенные в Кросненской зоне, целесообразно именовать Приводораздельными Горганами, в отличие от Скибовых Горган, расположенных в Скибовой зоне Карпат.

Наиболее возвышенная часть Украинских Карпат связана с Черногорской зоной. Она включает Полонинский хребет, Свидовец и Черногоры, а также горы Гринявская и Лосовой. Отдельную горную группу представляют Раховский массив и Чивчины.

Широкий Полонинский хребет является как бы орографической осью Украинских Карпат. Абсолютные высоты его превышают 1400—1500 м. Хребет характеризуется распространением выравненных поверхностей (полонин) и асимметрией поперечного профиля. Глубокие поперечные долины Ужа, Латорицы, Вечи, Теревли и Тересвы расчленяют его на отдельные горные массивы (Полонина Руна, Боржава, Красна и др.).



Рис. 7. Гора Говерла (вид с запада). Фото С. Л. Бывовой

Горный хребет Свидовец (гора) служит орографическим продолжением Полонинских гор. Он отличается древнеледниковыми формами.

Черногоры — наиболее возвышенная часть Украинских Карпат. Над полого уплощенным гребнем их поднимаются отдельные вершины, абсолютные отметки которых превышают 2000 м (Говерла, Поп Иван) — рис. 7. На северо-восточном склоне Черногоры хорошо сохранились древнеледниковые цирки, кары, а местами и скалистые каровые гребни (Великие и Малые Козлы). Для Черногоры, как и для Свидовца, характерен радиальный тип расчленения.

Горные группы Гринявская и Лосовой отличаются среднегорным типом рельефа. Расчленяющие их долины Черного и Белого Черемошей местами имеют вид глубоких ущелий.

Раховский массив отличается от других горных районов значительной амплитудой относительных превышений (свыше 1000 м), глубокими долинами, крутыми склонами и острыми скалистыми вершинами (Менчул, Поп Иван, Петрос и др.) — рис. 8. Продолжение кристаллического массива прослеживается в Чивчинских горах в верховьях Черемоша. Вдоль юго-западных склонов Украинских Карпат простирается Выгорлат-Гутинский вулканический хребет. Наибольшей высоты он достигает в районе горы Бужора. Поперечные долины рр. Ужа, Латорицы, Боржавы и Тисы расчленяют хребет на горные группы: Выгорлат (в Чехословакии), Маковица или Анталовская Поляна, Великий Дил, Тупой и Оаш (в пограничной полосе с Румынией). Группы Маковица и Тупой разделяет Иршавская котловина.

Выгорлат-Гутинский хребет отделяется от Полонинского Завыгорлатской межгорной долиной. Последняя расширяется в долине р. Латорицы, образуя Свалевскую котловину. Между юго-западными склонами Полонинского хребта и массивами Тупой и Оаш расположена Солотвинская котловина. Здесь широко развитые террасы Тисы сочетаются с полосой низкогорья, прилегающего к Полонинскому хребту. Прорезав вулканический барьер в районе Хустских Ворот, Тиса оставляет котловину и вытекает на Чоп-Мукачевскую низменность. В пределах последней поднимается Береговское вулканическое холмоторье.

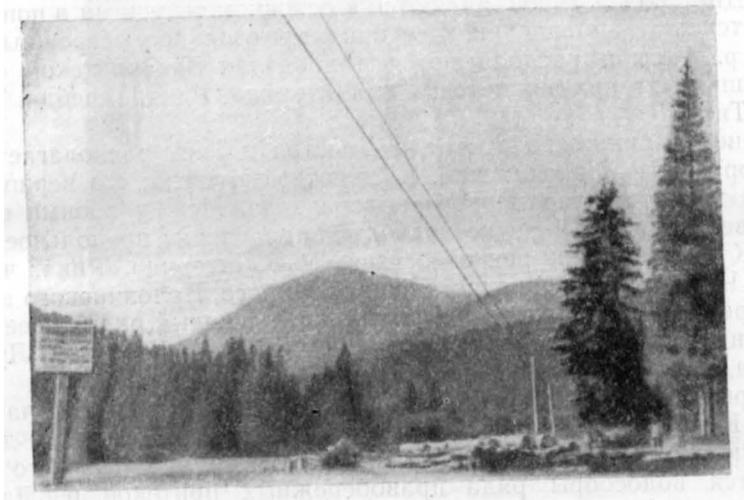


Рис. 8. Гора Петрос (вид с севера из долины р. Лазещины).  
Фото С. Л. Бызовой

Украинские Карпаты — асимметричное горное сооружение. Наибольшие высоты приурочены в основном к их внутреннему краю. Возрастание абсолютных и относительных высот также наблюдается в направлении с северо-запада на юго-восток (к хр. Черногора).

Вдоль северо-восточного фронта Карпат, между краевым низкогорьем и Подольской возвышенностью, простирается Предкарпатская возвышенность (300—400 м). Здесь наблюдается чередование возвышенных междуречий с широкими долинами и котловинами. Среди последних наиболее четко выделяются Верхнеднестровская и Станиславская котловины.

В Карпатских долинах обнажения коренных пород приурочены к нижней (прирусловой) части склонов, где наблюдаются крутые обрывы. Верхний ярус склонов, наоборот, отличается выположенным, одряхлевшим рельефом. Особенности вертикального и горизонтального расчленения Украинских Карпат — близкое схождение верховьев поперечных рек обоих склонов, удобные низкие перевалы, котловины, хорошо террасированные долины, а также наличие больших пространств низкогорья, выравненных поверхностей (полонин) и общий среднегорный облик их рельефа в целом благоприятны для проходимости, путей сообщения и хозяйственной деятельности.

В пределах Украинских Карпат проходит Главный Европейский водораздел, с которого спускаются реки бассейна Черного моря: Днестр, Тиса и Балтийского моря — водосбор р. Вислы, который в пределы Украинских Карпат заходит верховьем р. Сана. Продолжением Глав-

ного Европейского водораздела в массиве Карпат (на юго-восток) является основной водораздел рр. Днестра и Тисы. С этого водораздела к северу спускаются правые притоки Днестра: Стрый, Опор, Свича с Мизункой, Ломница, Быстрица Солотвинская, Быстрица Надворнянская. С этого же северного склона водораздела берут свое начало притоки р. Дуная: Прут с Черемошем и Серет. Перечисленные притоки Днестра ориентированы поперечно к общекарпатскому (северо-западному) простиранию. Лишь верховые части р. Стрый и самого Днестра располагаются продольно к карпатскому направлению.

Все реки, стекающие с южного склона Главного водораздела между реками Днестром и Тисой, являются в основном текущими в поперечном к карпатскому направлению. Все они являются правобережными притоками р. Тисы и располагаются в пределах Закарпатской области. Главнейшими из них являются: Уж, Латорица, Рика, Теремля, Тересва, Черная Тиса.

Южнее Главного водораздела Днестра и Тисы располагается другой водораздел — Полонинский. Абсолютные отметки его вершин часто превышают высоту гор первого водораздела. Между обоими водоразделами верховья рек нередко получают направление, продольное карпатскому. К числу таких рек относятся: Уж, Латорица, Рика, частично Тересва, Черная Тиса. С южного склона второго, Полонинского водораздела берет свое начало крупная р. Боржава и целый ряд более мелких рек, притоков рек первого порядка (Турья, Уголька, Лужанка, Шопурка, Косовская, Белая Тиса и др.).

В пределах Завыгорлатской ложбины многие реки получают продольное Карпатам направление (Турья, Свалявка, Боржава и др.).

На южном склоне вулканического Выгорлат-Гутинского хребта образуются водосборы ряда правобережных притоков р. Латорицы (среди них р. Визницы), р. Иршавы и ряда левобережных притоков р. Боржавы. Некоторые речки Чоп-Мукачевской низменности и Солотвинской впадины достигают своими вершинами лишь уступов верхних тисенских террас: рр. Хустица, Байлова, Тячева, Апшица.

Высокая влажность климата Украинских Карпат благоприятствует развитию густой речной сети. Реки отличаются значительными уклонами, быстрым течением, а также бурными паводками и паводками (особенно в предгорьях). Относительно мягкие породы флиша не содействовали образованию значительных водопадов. Только в некоторых долинах при пересечении реками твердых песчаников возникает система невысоких каскадов (Яремчанский водопад на р. Прут и др.). Реки Черемош, Тиса, Теремля, Тересва и другие пригодны для лесосплава. В целом реки Карпат содержат большие запасы водной энергии, которая начала использоваться в советские годы (сооружение Рико-Тереблинской ГЭС и др.).

В верховьях реки имеют вид горных потоков с узкими долинами и каменистыми руслами (рис. 9), в пределах котловин их ширина достигает нескольких десятков метров; в предгорьях долины рек имеют ширину в несколько километров, а их русла перемещаются в обильных наносах галечников. Пересекая зоны пород различной твердости, реки образуют расширенные продольные и суженные поперечные участки. На последних они достигают наибольшего падения и быстроты течения. Для рек характерно резкое повышение уровня весной и в начале лета (в апреле и мае) во время таяния снега в горах. Уровень воды повышается на 1—2 м. Полноводные, бурные реки часто заливают вторые террасы, срывают мосты и разрушают дороги (рис. 10). Они выносят в предгорья большое количество обломочного материала. Разливы рек усиливаются, когда весеннее снеготаяние сочетается с сильными дож-

дями. В июне уровень рек заметно снижается, однако значительные половодья бывают также летом и осенью вследствие выпадения обильных дождей (1955 г.) — рис. 11. Минимум стока падает на зимнее время, хотя во время оттепелей нередки и зимние паводки.



Рис. 9. Долина р. Белая Тиса. Фото В. И. Славина

Особенно большой ущерб сельскохозяйственным угодьям и населенным пунктам приносят половодья рек Тисы, Стрия, Опора, Прута и Черемоша.

Главной рекой юго-западного склона Украинских Карпат является Тиса, образуемая севернее Рахова от слияния Черной и Белой Тисы.



Рис. 10. Размыв шоссе во время летнего паводка 1948 г. в долине р. Тересвы. Фото М. М. Жукова

Между г. Рахов и с. Великий Бычков падение реки достигает в среднем 4,5 м на 1 км, скорость 2—3 м/сек, глубина 0,3—1,2 м, ширина 10—40 м. В пределах Солотвинской котловины падение Тисы значительно уменьшается (1,8—2,4 м на 1 км), скорость падает до 1,2—2 м/сек, глубина возрастает до 1,2—2 м, ширина русла достигает 50—100 м и более.

В пределах Чоп-Мукачевской низменности Тиса приобретает характер равнинной реки. Падение ее у Чопа всего 0,4—0,8 м на 1 км, течение значительно медленнее — 0,6—1,2 м/сек (Анучин, 1956). Равнинность поверхности, малые уклоны, незначительная глубина долины Тисы и ее притоков, а также высокое стояние уровня грунтовых вод, суглинистый и глинистый состав подпочвы вызывают заболачивание в пределах Чоп-Мукачевской низменности (Черный Мочар). С последним ведется борьба путем сооружения сети осушительных каналов. Местами спрямлено и само русло Тисы. Сооруженные земляные дамбы вдоль русла ограничивают паводок.



Рис. 11. Летний паводок 1948 г. на р. Боржаве. На заднем плане слева Береговское холмогорье. Фото М. М. Жукова

Притоки Тисы — рр. Тересва, Теребля, Рика, Боржава, Латорица и Уж в горной части также обычно текут в узких ущельях и имеют значительное падение. В нижней части скорость их течения уменьшается, а угроза паводков увеличивается.

Большая часть рек северо-восточного склона Украинских Карпат принадлежит к бассейну Днестра (Стрвяж, Стрый с Опором, Свича, Ломница, Быстрица Солотвинская и Надворнянская). В юго-восточной части склона протекают рр. Прут с Черемошем и Серет, впадающие в Дунай. Реки имеют горный и полугорный характер. Паводки наблюдаются не только в период весеннего снеготаяния, но и в летнее время вследствие ливневых дождей. Особенно угрожающие паводки наблюдаются в предкарпатской части Днестра (Верхнеднестровская котловина), где проводятся большие мелиоративные работы.

В зимний период горный участок Днестра питается в основном снеговыми (талыми) водами (около 80% сезонного стока), что объясняется частыми оттепелями. Только 20% стока падает на грунтовое питание. Весной преобладает снеговое и дождевое питание. Летом доля дождевого питания Днестра и других рек превышает 80% сезонного стока. В осеннее время преобладает дождевое и подземное питание. Широкие террасовые долины Предкарпатья во время паводков и паводков часто заливаются водами (Станиславская котловина, долина Прута, Стрия и др.). Здесь сооружаются искусственные дамбы, спрям-

ляются русла рек и ведется упорная борьба с разрушающей работой текущих вод.

Овражная деятельность приурочена к районам рыхлых отложений на склонах террас и холмистых гряд. Довольно распространены овраги в пределах Дрогобычской предгорной возвышенности, Южно-Покутской возвышенности, Солотвинской и Иршавской котловинах, а также в некоторых террасированных котловинах карпатских долин (Выгодской и др.).

В наиболее возвышенных частях гор, подвергавшихся оледенению, сохранились небольшие каровые озера. В предгорьях на пойменных террасах много заболоченных озер — староречий. Заслуживает внимания горное Синевирское озеро в верховьях р. Тербли.

## КЛИМАТ

Украинские Карпаты относятся к области умеренно-континентального климата, формирующегося под воздействием азорского и сибирского антициклонов. Однако перенос влажных воздушных масс со стороны Атлантики преобладает над восточным переносом континентальных воздушных масс (Андрианов, 1951).

Высоты Карпат увеличивают облачность и осадки. В зимнее время преобладают юго-западные и западные ветры, летом — западные и северо-западные. Однако в горах господствует комплекс местных орографических ветров. Так, в холодное время года охлажденный в горах воздух стекает по долинам и холодные, сухие ветры приобретают направление в зависимости от положения склонов гор (в Закарпатье — северное и северо-восточное направление). Летом возникают горно-долинные ветры. Последние днем устремляются вверх по долинам, а ночью и утром вниз, в сторону предгорий.

В пределах Украинских Карпат и предгорий средние годовые температуры воздуха достигают  $+9$ — $10^\circ$ . При этом годовая изотерма  $8,5^\circ$  отделяет более прохладную горную зону от Чоп-Мукачевской низменности.

Для января характерна изотерма  $-3^\circ$  (Ужгород  $-3,2^\circ$ ), однако на вершинах гор средние температуры января составляют  $-8$ — $9^\circ$ . В результате стока холодного воздуха с гор сильно охлаждаются Солотвинская, Ясинская и другие котловины (Хуст  $-5^\circ$ ). В отдельных случаях морозы достигают  $-28^\circ$  (Ужгород); в горах до  $-30^\circ$ .

Изотермы июля в Карпатах имеют от  $+10$  до  $+20^\circ$ . Для Чоп-Мукачевской низменности характерна июльская изотерма  $+21^\circ$ , для Предкарпатье  $+19$ ,  $+20^\circ$ . На полонинах температура уменьшается ( $13$ — $9^\circ$ ), а на самых высоких хребтах в июле  $8$ — $7^\circ$  тепла. В Чоп-Мукачевской низменности временами жара может доходить до  $36$ — $37^\circ$ .

Режим осадков в Карпатах в значительной степени обуславливается высотой над уровнем моря. Немаловажное значение имеет и экспозиция склонов. Среднегодовая сумма осадков в Предкарпатье составляет  $600$ — $800$  мм, на Чоп-Мукачевской низменности  $600$ — $700$  мм. В наиболее возвышенной части гор выпадает  $1200$ — $1400$  мм. Снежный покров в горах временами достигает  $1$ — $3$  м. На главных гребнях он держится вплоть до лета. Преобладают летние осадки (июнь, июль  $50$ — $60\%$ ). Наименьшее количество осадков выпадает в декабре — феврале (Анучин, Спиридонов, 1947; Диброва, 1958).

Весной преобладает неустойчивая пасмурная погода с прояснением. Летом проходят сильные ливни. В первой половине осени — теплая,

сухая погода, во второй половине наступает похолодание, пасмурная, дождливая погода.

Зима более суровая в горах, в предгорьях — мягкая, пасмурная и влажная.

## ПОЧВЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Материнскими породами почвообразования служат элювиальные продукты выветривания песчаников, аргиллитов, а также вулканических пород (на юго-западных склонах). В предгорьях, вдоль речных долин почвы формируются на аллювиальных и делювиальных осадках в условиях влажного умеренного климата и лесной растительности (преимущественно пихтово-буковых лесов). Поскольку основные почвообразующие факторы — климат и растительность — подчиняются закону вертикальной зональности, почвенный покров также изменяется с возрастанием высоты.

Вдоль речных долин Предкарпатья на аллювиальных наносах, в условиях близкого к поверхности залегания грунтовых вод, возникли дерново-подзолисто-глеевые почвы в комплексе с луговыми оподзоленными, а также дерново-глеевые (луговые) почвы. Возвышенные междуречья характерны распространением дерново-среднеподзолистых почв поверхностно оглеенных.

В пределах Чоп-Мукачевской низменности, вдоль долины р. Тисы и ее притоков, распространены плодородные дерново-глеевые почвы в комплексе с подзолисто-глеевыми и болотными. Последние требуют гидротехнической мелиорации. Северо-восточные склоны Украинских Карпат покрыты буроземными слабооподзоленными почвами, а выше — среднеоподзоленными буроземами и дерновобуроземными оподзоленными почвами. Вышние пространства гор заняты горноподзолистыми, горно-торфяно-подзолистыми почвами и луговыми почвами в комплексе с торфяниками (полонины). Юго-западный (закарпатский) склон гор покрыт среднеоподзоленными буроземами, сформировавшимися в условиях более высоких среднегодовых температур. На склонах Выгорлат-Гутинского хребта распространены дерново-среднеподзолистые почвы.

Растительный покров, так же как и почвы, характеризуется наличием вертикальных поясов (Анучин, Спиридонов, 1947; Берг, 1952; Бродис, 1951; Геренчук, 1955; Добрынин, 1948 а, б; Ильинский, 1945; Попов, 1949):

В Предкарпатье — 1) до 600 м высоты расположен предгорный пояс смешанных лесов, в которых преобладают бук, граб, пихта, ель;

2) на высотах от 600 до 900—1200 м простирается нижний горный пояс пихтово-буковых смешанных лесов. Для последних характерен бук, из хвойных — пихта и ель;

3) на высотах от 900—1200 до 1400—1500 м располагается пояс еловых лесов. В нижней части этого пояса имеется еще значительная примесь бука и пихты, выше — почти чистая ель;

4) на высоте 1500—1670 м заканчивается лес и начинается субальпийский пояс с господством соснового стланика. Стелющаяся сосна часто образует почти непроходимые заросли;

5) начиная от высот 1700—1850 м расположен альпийский пояс с высокогорными лугами и с развитием осоки, овсяницы, щучки и др. Встречается также рододендрон.

На юго-западных склонах Украинских Карпат пояс буковых лесов с примесью других лиственных пород распространен вплоть до безлесных вершин Полонинского хребта.

## ОСНОВНЫЕ ЭКОНОМИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ

Западные области и Закарпатье до воссоединения с УССР были аграрными окраинами Польши, Чехословакии, Венгрии и Румынии. Наиболее значительными отраслями промышленности тогда были: нефтедобывающая, нефтеперерабатывающая и добыча соли. В лесных районах Предкарпатья, Буковины и Закарпатья работали небольшие деревообрабатывающие предприятия. Пищевая промышленность имела в основном такие отрасли: спиртоводочную, в зачаточном состоянии сахарную и др. Металлообрабатывающая промышленность была незначительной и сосредоточивалась главным образом во Львове и Дрогобыче.

После воссоединения западных областей с УССР возникла широкая возможность для всестороннего развития промышленности. Львов превратился в крупный индустриальный центр.

Широким фронтом развернулась нефтедобывающая и особенно газодобывающая промышленность в Предкарпатье. Дашавский газ доставляется не только в Киев, но и в Москву. Нефтепродуктами снабжаются смежные территории социалистических стран. Увеличилась добыча соли и начали добываться калийные соли и сера.

В Закарпатье добываются соль, бурые угли, строительные материалы.

Значительно расширена сеть деревообрабатывающей, лесохимической, пищевой и других отраслей промышленности.

Если в Предкарпатье главным источником энергии являются газ, нефть и каменные угли, то в Закарпатье появилась возможность широко использовать электроэнергию. Это обусловлено сооружением и вводом в строй в советское время Рико-Тереблинской ГЭС, пополнившей ранее существовавшую маломощную электростанцию на р. Уж в окрестностях г. Ужгорода.

Территория Украинских Карпат пересечена довольно густой сетью железнодорожных путей и шоссейных дорог, связывающих населенные пункты описываемого региона с Львовом, Киевом, Москвой, а также с городами стран народной демократии.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Одним из основных вопросов геологии обширной территории Украинских Карпат является ее общее структурное подразделение.

В структурном отношении территория Украинских Карпат весьма неоднородна. Здесь выделяется ряд основных крупных тектонических единиц — областей, которые расчленяются в свою очередь на более мелкие тектонические зоны.

В иностранной литературе существуют различные схемы тектонического районирования, но в большинстве случаев они охватывают только часть территории, а потому и не дают общей картины. В последние годы появились схемы, предложенные советскими геологами, касающиеся уже всей территории в целом (Богданов, 1949; Вялов, 1949, 1953 а, б, 1960 б; Вялов и др., 1954; Муратов, 1946, 1947 а, 1949; Славин, 1947 г.; Ладыженский, 1955). В самое последнее время опубликованы тектонические карты и схемы В. Г. Бондарчука, В. В. Глушко, Я. О. Кульчицкого и др.

Характер разреза, фациальные особенности, мощность осадков различны в разных зонах, ибо и истории их развития неодинаковы. По-разному проявлялись в этих зонах и магматические процессы, с ними связаны и некоторые закономерности распределения полезных ископаемых. Это по существу основные структурно-фациальные, а вместе с тем и историко-геологические единицы.

Значительные различия особенностей геологического строения всех зон вынуждают описывать стратиграфию, тектонику, вулканизм и т. д. отдельно по этим зонам, давая лишь краткие обобщения по всей территории.

Ниже приводим схему расчленения, которая определяет всю последовательность изложения в каждом разделе.

Схема, в которой получили развитие представления наших предшественников, главным образом польских и чехословацких геологов, была предложена О. С. Вяловым в первоначальном своем виде в 1949 г., затем в нее были внесены некоторые номенклатурные изменения (Вялов, 1953 а, б; Вялов и др., 1954). В дальнейшем, после более детальных наблюдений на южном (закарпатском) склоне Карпат и ознакомления с Западными (польскими и чехословацкими) и Восточными Карпатами О. С. Вяловым были внесены принципиальные изменения в зональное деление южного склона флишевых Карпат (Вялов, 1960а, б, 1963а). Однако далеко еще не все ясно в строении флишевого Закарпатья; еще не может быть произведено сопряжение тектонических единиц, выделенных в западной и восточной частях Закарпатья.

Отнюдь не все исследователи Карпат и, в частности, не все авторы данного тома придерживаются мнения О. С. Вялова.

Воззрения других авторов на тектоническое районирование Украинских Карпат изложены в главе «Тектоника».

Следует подчеркнуть, что деление дается для последней альпийской эпохи складчатости.

С севера к описываемой территории примыкает область, характеризующаяся спокойным, практически горизонтальным залеганием мезозойских и третичных отложений. Эта область, известная в литературе под названием Подольской (или Вольно-Подольской) плиты, является юго-западной окраиной Русской платформы.

Карпатская горная страна, сложенная резко дислоцированными мощными флишевыми толщами мела и палеогена, выделяется как складчатая флишевая область. Она входит в состав Средиземноморской альпийской складчатой области, слагая внешнюю часть ее северной ветви. Внутренней частью этой северной ветви в Карпатах является система так называемых центральных массивов Западных Карпат — за пределами нашей территории (татриды, граниды, гемериды — Д. Андрусов — Andrusov, 1938 а, с). Восточнее — в Закарпатье — вся эта система, созданная движениями главным образом мезозойской складчатости, погружена по крупным разрывам на большую глубину и перекрыта сравнительно слабо дислоцированными образованиями неогена Закарпатского внутреннего прогиба. В неогене это была область значительного и длительного погружения, прогибания и вместе с тем накопления чрезвычайно мощных молассовых толщ, образовавшихся в результате разрушения поднимавшихся Карпат.

С другой, внешней, стороны Карпатской складчатой области, между ней и платформой, находится другая область неогенового погружения, также заполнявшаяся мощной толщей моласс. Это — область Предкарпатского краевого прогиба. В тектоническом отношении она характеризуется достаточно интенсивным развитием складчатости вблизи границы с Карпатами — на юге, и ее ослаблением на севере — вплоть до почти полного затухания перед переходом к платформе.

Итак, основные структурные единицы следующие (с севера на юг): 1) Русская платформа; 2) Предкарпатский краевой прогиб; 3) Карпатская складчатая область; 4) Закарпатский внутренний прогиб.

В процессе развития этих областей, имевших различные направления или различную амплитуду вертикальных движений, на их границах возникли краевые или пограничные глубинные разломы. Такой разлом, отделяющий платформу от краевого прогиба, начал образовываться в раннетортонское время. Внутри прогиба — на границе между его Внутренней и Внешней зонами — разлом возник (или возобновился) в начале миоцена и развивался до тортонского времени. Пограничный разлом, разделявший воздымавшуюся флишевую область и погружавшуюся область краевого прогиба, также возник в начале миоцена, но продолжал развиваться несколько дольше — вплоть до сарматского времени. Тогда же начал образовываться и разлом, находившийся на границе Карпат и Закарпатского внутреннего прогиба.

Помимо этих главных пограничных разломов может быть намечен еще ряд других глубинных разломов — внутри тех или иных областей. Так, они отделяли в Карпатском флишевом бассейне, вероятно, начиная с раннемелового времени, поднимавшиеся внутренние кордильеры и находившиеся между ними трюги — полосы прогибания.

Обратимся теперь к более подробному расчленению основных областей, не касаясь уже Русской платформы.

**Предкарпатский прогиб.** В пределах Предкарпатского краевого прогиба устанавливаются зоны, различные как по истории развития, так и по структурным особенностям.

Для одной из них — Внешней зоны, примыкающей к платформе, характерно наличие платформенных фаций мезозоя, в частности верхнего мела, отсутствие палеогена и нижнего молассового комплекса неогена и развитие пологих широких куполовидных складок. До бого-

родчанского века эта зона входила в состав платформы и только в раннетортонское — богородчанское время была вовлечена в общее погружение и присоединилась к области краевого прогиба в виде ее внешней части.

Другая — основная часть прогиба — его Внутренняя зона, характеризуется присутствием флишевых толщ мела и палеогена, полным развитием молассового комплекса как нижнего, так и верхнего, и весьма интенсивной линейной складчатостью. Эта складчатость на север, к Внешней зоне прогиба, впрочем, несколько ослабевает. Погружение — формирование прогиба — и его заполнение молассовыми толщами началось здесь значительно раньше, чем во Внешней зоне, с воротыщенского времени, сразу после первой альпийской фазы карпатской складчатости. В меловое и палеогеновое время эта зона являлась частью флишевого трога и входила в состав Карпатской геосинклинальной области.

Таким образом, можно сказать, что внешняя часть краевого прогиба развилась на платформенном основании, а внутренняя часть — на геосинклинальном. Обе эти зоны разделены крупным региональным надвигом, по которому внутренняя надвинута на внешнюю. В свою очередь Карпатская складчатая область надвинута на южный край прогиба.

Говоря о платформенном основании, мы имеем в виду эпимезозойскую платформу. В ее состав входит и полоса, являющаяся продолжением Келецко-Сандомирских герцинских складок и обозначаемая в литературе как Сандомирско-Добруджинская (или Свентокшиско-Добруджинская, или Станиславско-Добруджинская). Эта гряда, очевидно, подвергшаяся дислокациям и в послееюрское время, ограничивала как флишевый, так и нижнемолассовый бассейн.

В той части Внутренней зоны, которая примыкает к Карпатской складчатой области, под молассами присутствует флишевая толща, по видимому, в полном объеме. Однако дальше на север она, очевидно, должна фациально изменяться, постепенно переходя в грубый («дикий») флиш и, наконец, совсем выклинить, приближаясь к древнему, погребенному сейчас горному сооружению (Сандомирско-Добруджинскому). Вероятно, в этом же направлении выклиниваются и нижние молассовые толщи, переходя сначала в грубые конгломератные образования (такие, как слободские конгломераты).

В рассматриваемой зоне наблюдается следующая закономерность распределения на поверхности различных по возрасту отложений.

В ее самой северной части выходят наиболее молодые отложения — стебникские, баличские, а местами и галицкие. Средняя часть на поверхности слагается преимущественно образованиями воротыщенской серии. Наконец, в южной части, граничащей с Карпатами и тектонически являющейся наиболее приподнятой, вскрываются даже флишевые толщи, т. е. уже основание прогиба.

Такое распределение, отражающее, очевидно, какие-то определенные структурные особенности каждой полосы, а также и другие признаки дали возможность наметить в пределах Внутренней зоны прогиба три подзоны (с северо-востока на юго-запад): Дрогобыцкую, Долинскую (или Рунгурскую) и Бориславскую. Все они отделены друг от друга надвигами и могут рассматриваться как сложнопостроенные, но протягивающиеся по простиранию вдоль всего прогиба чешуи.

В той полосе, которая обычно обозначается как Бориславская подзона, можно выделить, помимо мелких, две крупные, по-видимому, выдерживающиеся по простиранию чешуи. Одна из них — собственно

Бориславская, к которой относится основная Бориславская лежащая складка. Другая, на нее надвигающаяся, известна, например, в Биткове под названием чешуи Старой Копальни, в нее же входит складка Майдан. Эта чешуя называется Майданской. По-видимому, ее следует рассматривать как самостоятельную подзону, равноценную Бориславской и Долинской.

Как уже говорилось, в процессе формирования Внутренней и Внешней зон прогиба между ними возник пограничный глубинный разлом. Сейчас этот разлом перекрыт надвигом, но положение его достаточно определенно устанавливается геофизическими методами. Строение полосы Внутренней зоны прогиба (Дрогобычской подзоны), надвинутой на Внешнюю зону, т. е. заходящей на северо-восток за пределы разлома — этой поднадвиговой границы зон, — и полосы, расположенной юго-западнее разлома, конечно, резко различно. Надвинутая часть представляет собой гораздо менее мощную полосу моласс, сорванных со своего основания. Здесь вряд ли могут оказаться более древние образования. Наоборот, в южной полосе мощность моласс огромная, а вся она имеет скорее синклинальный характер. На большой глубине в ней могут быть встречены и флишевые образования основания прогиба. Впрочем, на глубине эта полоса, очевидно, также подсечена поверхностью разрыва, по которой она надвигается на следующую к северо-востоку полосу. Надвиг давно уже был намечен Н. Р. Ладыженским, который разделил Дрогобычскую подзону (Модрычскую по его терминологии) на две части, названные им Самборско-Рожнятовской и Дублянско-Калушской, или в упрощенном виде — Самборской и Калушской полосами. Лучше говорить о Самборской (наиболее погруженной) и Калушской (надвинутой на Внешнюю зону) чешуях.

Под огромным краевым надвигом флишевых Карпат скрыта значительная часть Предкарпатского прогиба.

О полосе же, в какой-то мере нам известной по непосредственным наблюдениям или по данным бурения, мы можем сказать прежде всего, что она охватывает только лишь северную и отнюдь даже не всю центральную часть Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Она образована рядом чешуй, под Карпатами и у их края очень узких, в большинстве случаев состоящих из одной опрокинутой или лежащей складки, обрезанной надвигом. Эта часть узких чешуй на первой схеме (Вялов, 1949) была обозначена как зона глубинных складок. В нее входят Майданская, Бориславская и Долинская (или Рунгурская) чешуи или подзоны. Дальше от края Карпат — чешуи более широкие, образованные большим количеством складок. Это Стебникский синклинорий первоначальной схемы, получивший потом название Дрогобычской подзоны. Здесь выделяются две чешуи (или полосы) — Самборская и Калушская. По простиранию на юго-восток, за р. Прут эти чешуи становятся очень узкими; наоборот, внутренние чешуи здесь расширяются.

**Карпатская складчатая область.** В Карпатской складчатой области также выделяется несколько зон. Критерием для этого служат как тектонические, так и фашиальные особенности.

Самая северная — краевая зона, давно известна под названием Скибовой зоны, ибо ее характерной чертой является широкое развитие скиб — крупных чешуй, надвинутых последовательно одна на другую с юго-запада на северо-восток, а в некоторых случаях и перекрывающих нацело соседние чешуи. Здесь, начиная от края Карпат, выделяются следующие скибы (чешуи): Береговая, Оровская, Скольская, Парашки, Зелемянки и Ружанки. Надвиги, разделяющие скибы, довольно пологие. Иногда (в северных скибах) они даже полого волни-

стые и скибы приобретают характер пластин — настоящих покровов. Это хорошо видно, например, в районе Биткова. Амплитуда надвигов, уже установленная бурением, достигает 13 км, в действительности же она, очевидно, гораздо больше.

Скибовая зона сложена верхнемеловым и палеогеновым флишем. Только в нескольких пунктах известны выходы нижнемеловых пород.

Польскими геологами эта зона названа Скольской, что не может быть принято, так как внутри зоны имеется частный элемент с таким же наименованием — Скольская скиба.

Следующая зона — Кросненская — фигурировала обычно в литературе под названием Центральной Карпатской депрессии. Одну из ее особенностей, но главным образом в пределах Украинских Карпат, составляет широкое развитие на поверхности отложений кросненской серии (верхний палеоген). Надвиги, хотя и присутствуют, но не являются столь распространенными, как в предыдущей зоне. Здесь нередки прямые узкие антиклинальные складки, разделенные более широкими и пологими синклиналиями.

В восточной части рассматриваемой территории Кросненская зона перекрывается надвинутой на нее Черногорской зоной, но дальше, уже в пределах Румынских Карпат, она снова появляется из-под надвига.

В Польских Западных Карпатах непосредственным продолжением Кросненской зоны является Силезская зона. Кроме того, там выделяется еще Субсилезская зона, выступающая в нескольких местах узкой полосой у северного края Силезской зоны. Эта зона, со свойственными ей фациями верхнего мела и эоцена (красные и пестрые мергели), известна и у нас в верховьях Днестра (с. Розлуч), но дальше на восток пока не прослежена.

По наименованию района в Польше, где эта подзона весьма четко выражена, она именуется Венгловецкой. Обычно считается, что Субсилезская (Венгловецкая) зона в западной части надвинута на Скибовую зону, но что этот надвиг восточнее (еще на польской территории) постепенно уменьшается и исчезает совсем, а Субсилезская зона выклинивается. Дальше на восток Скибовая зона непосредственно соприкасается, не отделяясь надвигом с Силезской (Кросненской) зоной. Можно считать несомненным продолжение Субсилезской (Венгловецкой) зоны и на нашей территории и наличие крупного регионального надвига, повсюду отделяющего Скибовую зону от следующей за ней к югу.

Для всего южного склона Карпат, т. е. для всей той части, которая расположена южнее Кросненской зоны, в настоящее время нельзя дать единой схемы тектонического районирования. Довольно определенно выделяются самостоятельные зоны в западной части южного склона и другие зоны в восточной его части. Однако соотношение западных и восточных зон пока установить не удастся. Вместе с тем этот участок имеет огромное принципиальное значение. Именно здесь лежит разгадка основных вопросов региональной тектоники Карпат — сопряжения Западных и Восточных Карпат. Нужно сказать, что еще совсем недавно здесь все казалось достаточно ясным. Южнее Кросненской и Дуклянской зон показывали Магурскую зону, протягивающуюся сплошной полосой по южному склону и уходящую дальше в Румынию. Некоторыми польскими геологами, начиная с К. Толвинского, она именовалась Магуро-Черногорской плащевиной (покровом). Существовало и другое мнение, согласно которому Магурская зона не продолжается через все Закарпатье, а, подойдя с запада к территории СССР, резко сужается и вскоре, за р. Уж, исчезает. Исчезает ли она полностью вскоре за

р. Уж или протягивается очень узкой полосой дальше на восток, частично скрываясь под молодыми вулканическими покровами, остается еще не ясным (Вялов, 1960б).

В западной части Закарпатья за Кросненской зоной следует Дуклянская зона (ее называют также Дукельской, или Ужок-Дуклянской). Тектонический ее характер примерно такой же, как и предыдущей зоны, но здесь развиты совсем иные фации верхнего мела (черный мел — березнинская свита).

Нужно сказать, что в последнее время польскими геологами выделяется еще особая очень узкая Преддуклянская зона, находящаяся между Силезской и Дуклянской. Она протягивается и на территории СССР, но границы ее пока еще не ясны и на тектонической схеме она не показана.

Большинством принято сейчас, что Дуклянская зона, сильно расширяясь в бассейне р. Ужа, охватывает здесь все пространство между Кросненской и Магурской зонами; северная граница последней проходит несколько южнее с. Великого Березного. Здесь (начиная от с. Соль) из-под Магурского надвига выходит новая Дусинская (Збойская) зона, являющаяся особой самостоятельной зоной. Она характеризуется развитием особой — дусинской (или грибовской) фации черных мергелей. Именно эта единица выступает в тектонических окнах (грибовском и др.) внутри Магурской зоны в Польских Карпатах.

Следующая к югу — Магурская зона, чрезвычайно широкая в Западных Карпатах, переходит на нашу территорию в сильно редуцированном виде, образуя небольшую полосу в бассейне р. Ужа. За ней следует Утесовая зона, о которой речь будет дальше.

В нашей литературе велась оживленная дискуссия по поводу характера северного контакта Магурской зоны. Вопрос этот, давно не вызывающий споров у геологов, занимающихся изучением Западных Карпат, решается вполне определенно. Безусловно, этот контакт на всем его протяжении тектонический. Магурская зона по пологой поверхности разрыва надвинута на север, нацело перекрывая на западе Дуклянскую (и Дусинскую) зону. Амплитуда надвига, судя по положению грибовского тектонического окна, не меньше 20 км. Если же учесть серию тектонических магурских останцов, наложенных на Кросненскую (Силезскую) зону к западу от р. Вислока, то можно говорить о горизонтальном перемещении до 40 км.

Итак, в западной части Закарпатья, южнее Кросненской зоны выделяются: Дуклянская, Дусинская (Збойская), Магурская и Утесовая зоны.

Совсем иное деление приходится пока давать для восточной части Закарпатья (и верхнего бассейна р. Черемоша). Здесь выделяется Черногорская зона, перекрывающая нацело Кросненскую и приходящая в непосредственное соприкосновение со Скибовой зоной. Для нее характерно развитие верхнемеловых песчаников очень большой мощности и черного нижнего мела (шипотской свиты). Далее идет Раховская зона (Андрусов, 1933b; Вялов, 1949), в которой низы мелового разреза сложены мергельно-песчаной черной раховской свитой, покрывающейся мощным буркутским флишем. Как она продолжается на запад, за р. Боржаву, еще не ясно, но на восток и затем на юг — уже в Румынии, эта зона сильно расширяется и образует значительную полосу развития черного нижнего мела. На эту зону надвинут по крайней мере на 13 км\* кристаллический Раховский массив, являющийся

\* Это положение не является доказанным и некоторыми геологами не признается. — *Прим. ред.*

ядром следующей — Мармарошской зоны. Древние породы обнажаются только в самой восточной части зоны; дальше на северо-запад они погружаются под более молодые флишевые образования, а затем вся эта зона перекрывается неогеновыми вулканическими породами. Только в нескольких пунктах по тектоническому контакту снова появляются на незначительном протяжении известняки и кристаллические породы. Они образуют северную полосу утесов, протягивающуюся по фронту Мармарошского надвига.

Мармарошская зона (Андрусов, 1933b) представляет особый интерес — это единственная зона во всей флишевой области, в которой древний кристаллический субстрат высоко приподнят и выведен на поверхность. Кристаллические породы тянутся дальше — далеко на юго-восток, а затем и на юг, следуя изгибу Карпатской дуги и образуя огромный массив.

Чрезвычайно интересна и важна в структурном отношении последняя, самая южная зона, ограничивающая с юга флишевую область. Это зона экзотических утесов — Утесовая (Пенинская), по вопросу строения которой было особенно много разногласий. Утесовая зона протягивается в виде узкой полосы через все Западные Карпаты, где она отделяет складчатую флишевую область от области так называемых центральных массивов (Андрусов, 1933b, 1938c). На территории СССР эта зона прослеживается с перерывами (вследствие перекрывания ее неогеновыми лавами) от пос. Перечина (на западе) до бассейна р. Тересвы. Для нее характерно проявление в виде крупных тектонических отторженцев (но отнюдь не в виде остатков покровов из других зон) утесов и целых массивов юрских известняков. Фациальный характер флишевых пород, образующих оболочку утесов, достаточно своеобразен. В частности, именно здесь развита тиссальская свита альба-сеномана и верхнемеловые розовые мергели пуховской свиты.

В нашей литературе имелись высказывания об антиклинальном строении как этой зоны утесов, так и той северной полосы утесов, которая тянется вдоль фронта Мармарошского надвига. Такая точка зрения отрицается многими геологами.

Итак, между Кросненской и Утесовой зонами на южном склоне Карпат выделяются — в западной части Дуклянская, Дусинская (Збойская) и Магурская зоны, а в восточной части — Черногорская, Раховская и Мармарошская зоны. В каком отношении они находятся между собой, пока сказать нельзя. Наибольшую фациальную близость Черногорская зона обнаруживает с Силезской и Преддуклянской зонами. Возможность такого сопоставления не исключается.

В последнее время в литературе стало появляться название Черногорско-Дуклянская зона для обозначения всей полосы, в которую входят на западе Дуклянская и Дусинская зоны, а на востоке — Черногорская зона. Как временное, до выяснения истинных соотношений, это название может применяться.

В отношении Магурской зоны высказывалось предположение, что она не исчезает совсем вскоре за р. Уж, а тянется узкой полосой далеко на восток. Может ли быть она сопоставлена с Мармарошской зоной — сейчас сказать невозможно. Во всяком случае фации верхнего мела и палеогена в обеих зонах отличаются очень сильно. Трудно сопоставить Магурскую зону также с Раховской, в которой палеоген пока не обнаружен, а верхний мел представлен в других фациях; наоборот, в Магурской зоне не выступает нижний мел, столь широко развитый на поверхности в Раховской зоне. К меридиану Раховского массива происходит общее поперечное воздымание и здесь вскрываются более древ-

ние горизонты, а молодые — палеогеновые образования оказываются в значительной мере размытыми.

Вопрос о соотношении тектонических зон западной и восточной частей флишевого Закарпатья является чрезвычайно важным. Единое тектоническое деление всей Карпатской дуги может быть дано только после окончательного решения этой проблемы; после чего могут быть увязаны столь различные тектонические схемы, разработанные, с одной стороны, для румынских Карпат, а с другой — для Западных польских и чехословацких Карпат. Поэтому следует более осторожно относиться к решению этого вопроса и не спешить с обобщениями до получения достаточного материала.

**Закарпатский внутренний прогиб.** Закарпатский прогиб, так же как и краевой Предкарпатский, начал формироваться после первой карпатской фазы складчатости (на границе палеогена и миоцена) и поднятия Карпатской горной страны. Обломочным материалом для слагающих его молассовых толщ служили продукты разрушения поднимающихся Карпат на севере, а также сначала до сарматского времени, и приподнятый Паннонский массив на юге. Кроме того, в состав моласс входят хемогенные отложения (каменная соль) и вулканические образования.

Вся молассовая толща может быть разделена на две части — морские и пресноводно-континентальные образования. Первые охватывают по возрасту нижний, средний и верхний миоцен — до низов среднего сармата. Их нижняя часть (до новоселицких туфов) соответствует нижним молассам Предкарпатья, а несравненно большая по мощности верхняя часть (тортон и сармат, вплоть до алмашской свиты) — верхним молассам Предкарпатья. Пресноводно-континентальные молассы являются отложениями паннонского и левантинского бассейнов и относятся к верхам миоцена и плиоцену. Аналогов этой части молассовой толщи в Предкарпатском прогибе (на территории СССР) нет, его формирование закончилось в сармате.

Фундаментом Закарпатского прогиба является сложная система структур центральных ядер Западных Карпат и их палеогеновой оболочки (подгальского или центрально-карпатского флиша). Здесь система татравепорид вместе с подгальским флишем глубоко опущена по крупному Гернадскому сбросу и другим поперечным разрывам.

Элементы татравепорид (именно субтатранской серии — продолжение Гуменского утеса Восточной Словакии) вскрыты глубокими скважинами в окрестностях Ужгорода (Вялов, Буров, Муравецкий, 1963).

В пределах Закарпатского прогиба обычно выделяются три тектонические зоны — Солотвинская, Чопская и Выгорлат-Гутинская.

Солотвинская зона (впадина) ограничивается на севере и на востоке полосой развития флиша и юрских утесов; на западе и на юге — Выгорлат-Гутинским вулканическим хребтом. Общий характер тектоники Солотвинской впадины спокойный. Здесь развиты чрезвычайно пологие, широкие антиклинальные и синклинальные брахискладки, иногда, впрочем, довольно протяженные, расположенные кулисообразно.

В ряде мест наблюдаются осложнения антиклиналей, обязанные своим происхождением соляной тектонике. Здесь образуются соляные штоки и тогда в ядрах складок возникают очень крутые наклоны слоев. Развитие соляной тектоники является характерной особенностью Солотвинской зоны (впадины).

Простираение складок в общем карпатское (западно-северо-западное — восточно-юго-восточное); только в восточной части оно становится северо-северо-западным — юго-юго-восточным и далее приближается

к меридиональному, повторяя, однако, очертания флишевых складок, отклоняющихся здесь на юг.

В направлении от границы флишевой зоны к югу в Солотвинской зоне наблюдается сначала краевая моноклиналь, затем очень широкая пологая синклиналь и далее полоса кулисообразно заходящих друг за друга антиклиналей. В ядрах антиклиналей появляются солевые штоки (соль тереблинской свиты). Дальше на юг происходит все более глубокое погружение и на земной поверхности появляются молодые — сарматские и паннонские — отложения, свидетельствующие об общем синклинальном характере этой полосы. Таким образом, в Солотвинской впадине намечаются в общем виде — центральная антиклинальная полоса и две синклинальные — северная и южная.

В северной окраинной части Солотвинской впадины обнажаются самые низы разреза моласс; большая ее часть сложена верхнетортонскими образованиями. Паннонские слои известны только в виде узкой полосы у подножия Выгорлат-Гутинского хребта.

Чопская зона. Ограниченная на севере и на востоке вулканическим Выгорлат-Гутинским хребтом, Чопская зона (впадина) в морфологическом отношении представляет собой равнину, на которой имеются лишь небольшие возвышенности, сложенные коренными породами (Береговское холмогорье и др.). Она является северо-восточной окраиной Паннонской впадины (Альфольда), с которой морфологически сливается совершенно незаметно.

Почти вся Чопская зона покрыта четвертичными отложениями, что чрезвычайно затрудняет понимание ее внутренней структуры. Однако материалы бурения последних лет дают возможность говорить о некоторых особенностях строения этой части впадины. Прежде всего в отличие от Солотвинской зоны здесь широко развиты молодые образования — сармат и паннон, т. е. верхняя часть моласс. Тортонские отложения, в Солотвинской впадине почти повсеместно выступающие на поверхности и в значительной своей части даже денудированные, в Чопской зоне почти нигде не выступают и в большинстве случаев глубоко погружены. Мощность паннона и верхнего плиоцена значительна и местами превышает 800 м. Столь характерная для Солотвинской зоны соляная тектоника здесь сколько-нибудь отчетливо не проявляется. Вместе с тем в противоположность Солотвинской зоне в Чопской зоне развита блоковая, глыбовая тектоника. Анализ соотношений и изменений мощностей отдельных горизонтов неогена приводит к выводу о том, что на протяжении всего неогенового времени здесь неоднократно происходили перемещения мелких блоков фундамента прогиба (Вялов, Буров, Муравецкий, 1963).

Наконец, в Солотвинской зоне разрез морских моласс довольно полный, если не считать размыва перед отложением новоселицкой свиты нижнего тортонского и нягвовских верхнетортонских конгломератов. В пределах Чопской зоны известны случаи полного выпадения из разреза всего тортонского и непосредственное залегание сармата на палеоген и на метаморфические породы в Ужгородском блоке (Вялов, Буров и Муравецкий, 1963).

В литературе известны попытки более дробного расчленения Чопской зоны. В частности, это касается и признаваемой рядом исследователей Береговской подзоны (или зоны), которую иногда связывают с Выгорлат-Гутинской вулканической полосой.

Допускаемый горстовый характер Береговской тектонической единицы для выделения ее в особую подзону недостаточен, так как это один из многочисленных блоков Чопской зоны. Появление здесь эффузивных пород тоже не может считаться определяющим признаком,

поскольку и в других частях Чопской зоны развиты очень мощные вулканические туфы с горизонтами лав, не связанные с Выгорлат-Гутинским хребтом — например, около Чопа и восточнее с. Великой Доброни (Вялов, Бузов, Муравецкий, 1963). В современной структуре Чопской зоны намечаются три разных участка — западный, средний и восточный. В западном участке имеют весьма мощное развитие постсарматские отложения, а сарматские образования погружены на значительную глубину. Средний участок, охватывающий Береговское холмогорье и район с. Залуж, характеризуется значительной приподнятостью (на поверхность на большой площади выходит сармат). В восточном — погруженном участке — снова появляются мощные эффузивные и осадочные отложения плиоцена.

Выгорлат-Гутинская зона разломов и развития вулканических пород (Выгорлат-Гутинский хребет) выступает как крупная орографическая единица в виде значительного по протяженности и по высоте хребта. Этот хребет, сложенный главным образом верхнеплиоценовыми андезитовыми и другими лавами и их туфами, делится на три части. Западная его часть — Выгорлатский хребет — имеет общекарпатское простирание и вытянут вдоль края Утесовой зоны, являясь северным ограничением Закарпатского прогиба. К югу от него располагается пологая Венгерская равнина (Альфольд), плоский рельеф которой на территории СССР нарушается только отдельными небольшими поднятиями (Береговское холмогорье и др.).

Средняя часть — хр. Великий Шоллес — направляется косо к общему простиранию и пересекает Закарпатский прогиб. Наконец, Гутинский хребет окаймляет этот прогиб с юга и тянется параллельно Карпатам. Совершенно несомненно, что вулканическая полоса связана с крупными разломами, к которым и были приурочены многочисленные центры излияний и выбросы рыхлых продуктов. Разломы эти были ориентированы в различных направлениях — то примерно совпадая с карпатским простиранием, то отклоняясь от него и приобретая субмеридиональное простирание (гряда Великий Шоллес). В этом отношении особенно показательна находящаяся уже за пределами территории СССР длинная Токай-Прешовская гряда, вытянутая с севера на юг.

Быть может и генетически те или иные разломы различны. Было высказано предположение (Вялов, 1960 а, б), что вулканические породы Выгорлатской гряды, тянущейся вдоль края флишевой области, связаны с краевым глубинным разломом, который возник на границе между областью поднятия Карпат и областью погружения Закарпатского прогиба. Разлом Гутинской гряды скорее всего может соответствовать южной границе Закарпатского прогиба и является краевым пограничным разломом, отделяющим этот прогиб от Венгерского срединного массива. Вполне вероятно, что этот разлом связан с тем, который образует с юга Береговский блок.

Образование близкого к меридиональному разлома гряды Великий Шоллес, как и Токай-Прешовской гряды, связано, вероятно, с теми более молодыми движениями, которые расчленили Закарпатский прогиб на отдельные крупные блоки.

Таким образом, Выгорлат-Гутинский хребет по существу не является особой самостоятельной единицей, равноценной Солотвинской и Чопской зонам. Это отдельные полосы разломов (накладывающихся на основную структурную единицу — Закарпатский прогиб), тянущиеся в разных направлениях, имеющие различный генезис и объединяющиеся только по признаку развития в них молодых вулканических пород. Все же этот признак, вместе с весьма резкой морфологической выраженностью Выгорлат-Гутинского хребта и его ролью (на уча-

стке Великий Шоллес) как элемента, разделяющего Солотвинскую и Чопскую впадины, заставляет выделять ее на тектонической схеме. Кроме того, указанный хребет является полосой очень молодых подня-

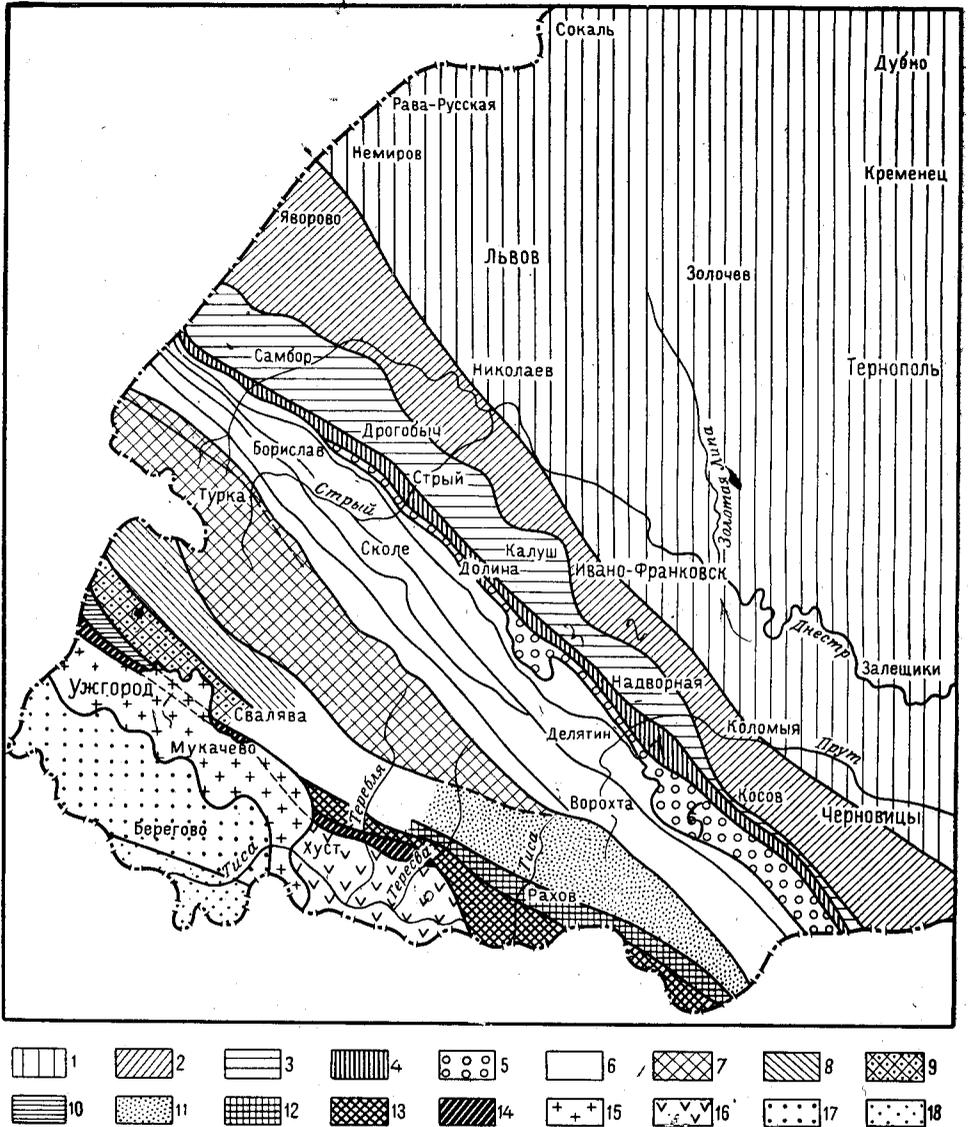


Рис. 12. Тектоническая схема районирования Украинских Карпат. Составил О. С. Вялов  
 1 — Русская платформа; 2—5 — Предкарпатский краевой прогиб (2 — Внешняя зона, 3—5 — Внутренняя зона; 3 — Дрогобычская подзона, 4 — Долинская подзона, 5 — Бориславская подзона); 6—14 — Карпатская складчатая область (6 — Скибовая зона, 7 — Кросненская зона, 8 — Дуклянская зона, 9 — Дуинская зона, 10 — Магурская зона, 11 — Черногорская зона, 12 — Раховская зона, 13 — Мармарошская зона, 14 — Утесовая зона); 15—18 — Закарпатский внутренний прогиб (15 — Вулканическая Выгорлат-Гутинская гряда, 16 — Солотвинская зона, 17 — Чопская зона, 18 — Венгерский срединный массив — Паннионская впадина)

тий. Она сложена вулканическими породами, в состав которых в значительной мере входят туфы, отложившиеся в водной среде. Таким образом, возникновение выраженного в рельефе горного хребта относится к более позднему времени — к самым верхам плиоцена или низам

плейстоцена (Буров, Шеремета, 1958; Вялов, Буров, Муравецкий, 1963).

**Венгерский срединный массив** возник на месте верхнемезозойской складчатой зоны, превратившись в устойчивую жесткую массу. В панноне он испытывает глубокие опускания и в современной структуре представляет собой впадину, именуемую Паннонской. Эта впадина располагается в основном южнее описываемой территории, в пределах Венгерской равнины и лишь своей северо-западной окраиной попадает на территорию СССР, ограничиваясь примерно линией Чоп — Бегань — Берегово — Вилок.

Итак, общая схема тектонического районирования (рис. 12) выглядит следующим образом:

А. Русская платформа.

Б. Предкарпатский краевой прогиб

1. Внешняя зона

2. Внутренняя зона

а) Дрогобычская подзона

б) Долинская (или Рунгурская) подзона

в) Бориславская подзона

г) Майданская подзона

В. Карпатская складчатая область

1. Скибовая зона

2. Кросненская зона

В западной части:

3. Дуклянская зона

4. Дусинская зона

5. Магурская зона

В восточной части:

6. Черногорская зона

7. Раховская зона

8. Мармарошская зона

Общая для всего Закарпатья:

9. Утесовая зона.

Г. Закарпатский внутренний прогиб

1. Выгорлат-Гутинская зона разломов и развития вулканических пород (Выгорлат-Гутинский)

2. Солотвинская зона

3. Чопская зона

4. Венгерский срединный массив (Паннонская впадина).

Как уже говорилось, по вопросам тектонического районирования Карпат нет единой точки зрения, особенно в трактовке структуры собственно Карпатской складчатой области.

Впрочем, некоторые тектонические единицы на разных схемах почти совпадают и различия сводятся к вопросам терминологии.

В настоящем томе некоторые авторы пользуются иной терминологией или несколько иным подразделением, хотя общее изложение ведется по схеме тектонического деления, принятой в данной главе.

## СТРАТИГРАФИЯ

## ВВЕДЕНИЕ

Выходы на поверхность докембрийских образований в пределах Украинских Карпат имеют весьма ограниченное распространение. Они известны в Мармарошской зоне — на Раховском и Чивчинском массивах, являющихся северо-восточным окончанием обширного Мармарошского кристаллического массива, находящегося в пределах Румынии.

Раховский массив прорезается вкрест простирания р. Тисой и прослеживается дальше на северо-запад до долины р. Шопурки. Постепенно погружаясь в этом направлении, он перекрывается флишевой толщей, которая и слагает затем на поверхности Мармарошскую зону. Контакт этой последней со следующей к северу Раховской зоной тектонический. Именно вдоль этого контакта тянется северная (или мармарошская) полоса экзотических (тектонических) утесов, отмеченная уже давно Д. Андрусовым (Andrusov, 1933 a, b, 1936 a). Им же было указано, что утесы этой северной полосы образованы темными известняками, к которым иногда присоединяются метаморфические сланцы. Таким образом, намечается целая полоса отдельных выходов докембрийских пород. Только в одном месте, именно в бассейне рр. Большой и Малой Угольки, в пределах этой полосы имеется участок несколько более широкого развития докембрийских пород. Здесь также выходят различные метаморфические сланцы.

Во Внешней зоне Предкарпатского краевого прогиба глубокими скважинами в нескольких местах были вскрыты породы, относимые с большей или меньшей определенностью к палеозою и рифею. Несомненный верхний силур установлен в пределах окраинной части платформы около г. Рава-Русская и в окрестностях г. Черновцы. Верхний силур обнаружен в с. Лесная Слободка на границе платформы и Предкарпатского прогиба. По данным Н. П. Семененко, возраст темных аргиллитов в скважинах в селах Рудки и Кохановка определяется как рифейский. До сих пор спорным является возраст известняков и сланцев, пройденных некоторыми скважинами в районе Угерско и Бильче-Волицы. Точно так же не выяснена природа метаморфических пород, встреченных старой польской скважиной ТЭС-2 в Калуше; вполне допустимо, что это не коренные древние породы, а их элементы в третичных конгломератах.

Изучение слободских и других третичных конгломератов дает возможность составить некоторое представление о породах, слагающих фундамент Предкарпатского краевого прогиба. Наибольшим распространением пользуется галька зеленых и реже красных филлитов, относимых в настоящее время к рифею — санская серия (Вялов, 1959 а).

Кроме того, известна галька силурийских пород с граптолитами, галька девона и карбона. Разрез палеозойского фундамента западной части прогиба, очевидно, был весьма сходен с разрезом Келецко-Сандомирских (Свентокшиских) гор.

**РИФЕЙСКАЯ И ПАЛЕЗОЙСКАЯ ГРУППЫ****РИФЕЙСКИЕ И ПАЛЕЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ  
ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРОГИБА**

Для суждения о характере палеозоя Предкарпатского краевого прогиба имеется пока лишь чрезвычайно скудный фактический материал, относящийся, к тому же, только к Внешней (эпиplatformенной) зоне. Этот материал исчерпывается данными глубоких буровых скважин, пройденных на Угерском газовом месторождении, в районе сел Бильче-Волица, Лесной Слободке, Рудок, г. Рава-Русская и с. Кохановки, и старыми сведениями, полученными при бурении в Калуше (скважина ТЭСП-2). Кроме того, некоторое представление о палеозое может дать анализ гальки флишевых и молассовых конгломератов.

Я. М. Сандлер и В. В. Глушко (1955) писали о том, что в районе с. Угерско под юрской карбонатной толщей вскрыты интенсивно дислоцированные (40—50°) отложения, подобные верхнесилурийским породам районов Рава-Русская и Олеско.

И. Д. Гофштейн сообщал о тождественном литологическом составе темных аргиллитов Угерско (ниже 220 м) г. Рава-Русская и с. Рудки. Имевшиеся все же сомнения в силурийском возрасте этих пород в Угерско исчезли после находки Я. М. Сандлером граптолита.

В. В. Глушко и Я. М. Сандлер (1957) в совместной статье, а затем В. В. Глушко (1958) упоминают о находке обломка граптолита в скв. 9 в темно-серых сланцах, падающих под углом 45—50°.

На наличие нерасчлененной толщи палеозоя в скважинах 5, 6, 7 и 9 указывают Л. Ф. Олексенко и Я. М. Сандлер. Я. М. Сандлер считает, что силурийские отложения с граптолитами вскрыты в Угерско только скв. 9 в интервале 2220—2222,4 м.

По мнению В. Н. Утробина, скв. № 6 не вскрыла палеозойских отложений, а остановлена при забое 2360 м в верхней юре. Скв. 7 в интервале 2350—2447,3 м прошла толщу кварцевых песчаников, переслаивающихся с красными, бурыми, зеленовато-серыми и серыми алевролитами. По литологическому составу и отсутствию метаморфизма (очевидно, путем сопоставления с разрезом Подолии) эта толща отнесена им к девону. Наконец, поднятые из скв. 9 на глубине между 2200 и 2223 м (до забоя) темно-серые почти черные алевролиты, по В. Н. Утробину (1958), относятся скорее к нижней части разреза верхнеюрских отложений. Касаясь расположенной неподалеку к северу площади Бильче-Волица, В. Н. Утробин пишет, что скв. 110 были вскрыты темно-серые и черные алевролиты и сланцы; они хотя внешне и сходны с силуром Равы-Русской, но юрский их возраст не вызывает сомнений. Однако на профиле он показывает палеозой, вскрытый этой скважиной. Наоборот, на профиле в районе Угерско палеозой не показан (Утробин, 1958). Уместно прежде всего привести данные, полученные при бурении опорной скважины около г. Рава-Русская, хотя район этот находится уже за пределами Предкарпатского прогиба. Именно здесь впервые был установлен фаунистически охарактеризованный палеозой (верхний силур), с которым велись дальнейшие сопоставления толщ, вскрытых другими скважинами. Эта скважина вскрыла: 1) верхний мел (сеноман-маастрихт) до глубины 917 м; 2) доломито-ангидритовую толщу верхней юры в интервале 997—1194 м; 3) пестроцветную толщу красных, фиолетовых, серых и зеленых аргиллитов, алевролитов и песчаников средней юры в интервале 1194—1227 м; черные сланцы верхнего силура до забоя от 1127 до 1460 м.

Большой неожиданностью для всех явилось отсутствие в исследуемом районе карбона и девона и залегание юры непосредственно на

сильно дислоцированных черных сланцах. Наличие тентакулитов, среди которых был предварительно определен *Tentaculites* aff. *ornatus* Sow., дало возможность установить верхнесилурийский возраст этих сланцев (Вялов, 1955 а). Кроме того, были обнаружены брахиоподы, а в более низкой части разреза — и граптолиты.

Приведем описание силурийских отложений, вскрытых Рава-Русской скважиной, воспользовавшись опубликованными Я. М. Сандлером (1960) данными. Вся толща верхнего силура была подразделена на четыре пачки (снизу вверх):

Пачка 1.

2602—2960 м — (забой) — аргиллиты темно-серые почти черные известковистые, плотные, слоистые, с частыми прослоями алевролитов и пелитоморфных окремнелых известняков; в интервале 2602—2625 м аргиллиты становятся более известковистыми и переходят в мергели и известняки. Из этой толщи А. М. Обутом определены: *Monograptus uncinatus* Tullb., *Monograptus* sp. indet., *Pristiograptus bohemicus* Вагг., *Pristiograptus (Colonograptus)* sp. indet., *Pristiograptus* sp. nov., *Kianoceras* sp. Углы падения пород 10—25°.

Пачка 2.

2081—2602 м — аргиллиты, подобные предыдущим, с редкими прослойками (2—6 см) темных пелитоморфных окремнелых известняков. Слоистость аргиллитов подчеркивается чередованием различных оттенков серого цвета и присутствием в них алевритового материала. Имеется много криноидей и отпечатков разнообразных (*Phyllocarida*), а также отпечатков однообразных граптолитов, определенных А. М. Обутом как *Pristiograptus* cf. *ultimus* Пернер и *Pristiograptus* sp. indet. Углы падения 30—60°.

Пачка 3.

1701—2081 м — аргиллиты темные неизвестковистые или слабоизвестковистые, слоистые: в них много жилок кальцита по трещинам и зеркал скольжения и иногда наблюдается сильная раздробленность. Отмечены скопления криноидей в виде прослоечков до 1 см, редкие отпечатки граптолитов и *Hyolites* sp. Углы падения 50—80°.

Пачка 4.

1227—1701 м — аргиллиты темно-серые, неслоистые, сильно перемятые, с зеркалами скольжения. Встречены остатки фауны хорошей сохранности: *Chonetes proliferus* Kozl., *Ch. medicostalis* Kozl., *Stropheodonta* ex gr. *subinterstitialis* Kozl., *S.* cf. *costatula* Вагг., *Spirifer* sp., *Kianoceras* sp., *Hyolites* sp., *Tentaculites* ex gr. *ornatus* Sow., *Tentaculites* sp. (определения О. И. Никифоровой). Углы падения 60—90°.

Г. П. Ляшенко (1958) описала из этой скважины новый вид *Tentaculites russiensis* Ljasch. Комплекс фауны позволил отнести всю вскрытую толщу сланцев к лудловскому ярусу (борщовскому горизонту). Мощность рассматриваемой толщи с учетом углов падения Я. М. Сандлер оценивает примерно в 1000 м. Возможно, эта цифра несколько завышена.

Присутствие складчатого силура у г. Рава-Русская, в области, обычно причисляющейся к окраине Русской платформы, указывает на возможность развития дислоцированного нижнего палеозоя и в пределах всего Предкарпатского прогиба.

Сходный разрез оказался значительно южнее г. Рава-Русская — в районе г. Рудки, примерно в 40 км к юго-западу от Львова, уже в пределах Внешней зоны прогиба.

По данным, полученным от И. П. Сафарова, скважинами 20, 100 и др. здесь вскрыта мощная галицкая серия (около 1400 м), гипсы тирасской свиты (9—13 м) и баличкая свита (13—50 м). Затем идет толща верхнеюрских известняков до 430 м, под ними небольшая пачка пестроцветных пород (35—50 м) и снова известняки (120 м). Последние по внешнему характеру неотличимы от верхних известняков и, вероятно, тоже относятся к юре; все же их положение остается недостаточно

ясным. После маломощной пачки темно-серых тонкослоистых песчаников и алевролитов идет толща сланцев. Эта толща вскрыта примерно на 150 м, заметно дислоцирована (30°) и по внешнему виду напоминает черные силурийские сланцы Равы-Русской. Фауны в ней не оказалось, предположительно ее относят к верхнему силуру (по данным определения абсолютного возраста, Н. П. Семененко эту толщу относит к верхнему рифею).

В. Н. Утробин (1958) указывает в районе г. Рудки дислоцированные (углы от 10 до 50°) метаморфизованные черные сильно слюдистые алевролиты и аргиллиты, переслаивающиеся с кварцевыми песчаниками и кварцитами. Он считает, что по литологическому составу эту толщу можно условно отнести к палеозою, и высказывает предположение о ее карбоновом возрасте. Я. М. Сандлер (1958) пишет о кварцитах, пройденных в районе Рудки-Комарно скв. 140 на глубине 1959—2035 м. Он сопоставляет их с кварцитами, встреченными скв. 1 Кохановки и с кембрийскими кварцитами опорной скважины Олеско\*.

Неподалеку от с. Рудки, в той же зоне находится с. Судовая Вишня. Здесь тоже производилось глубокое бурение, и под мощной толщей неогена (свыше 1500 м) были вскрыты юрские известняки. До подошвы они ни одной скважиной не пробурены. Максимальная вскрытая мощность 540 м. В кровле известняков в скв. 15 встречена сильно окислившаяся нефть.

На площади Кохановка скв. К-1 вскрыла ниже 1920 м черные и темно-серые с зеленоватым оттенком аргиллиты, переслаивающиеся с алевролитами. В забойной части скважина встретила плотные кварцитовидные песчаники (по Я. М. Сандлеру, 1958) на глубине 2452 м.

Скважина К-2 ниже темных аргиллитов средней юры в интервале 1580—1620 м прошла почти без отбора керна по пестроцветным глинистым породам с прослоями песчаников, судя по небольшому поднятому здесь кусочку пестроцветной породы, они значительно плотнее, чем вышележащие юрские образования. Поэтому, по мнению В. Н. Утробина, не исключена возможность их палеозойского возраста\*\*. Ниже 1620 м вскрыты переслаивающиеся темно-серые алевролиты, песчаники и аргиллиты (слои по 1—2 см). В нижней части количество песчаных прослоев резко возрастает и песчано-аргиллитовая толща у забоя сменяется плотными кварцитовидными песчаниками.

На основании литологического сходства с разрезом Свентокшиских гор В. Н. Утробин предположительно считает пестроцветные породы (1580—1620 м), вскрытые скв. К-2 верхнекембрийскими, а подстилающие породы (1620—1800 м) среднекембрийскими. Породы, вскрытые скв. К-1 ниже 1920 м, он относит к нижнему кембрию. Такая точка зрения, естественно, не может считаться обоснованной, поскольку никаких фаунистических остатков в керне не было встречено (в отличие от свентокшиского кембрия, содержащего много фауны).

Совершенно иную трактовку разреза дал Я. М. Сандлер (1958). Слои, вскрытые скв. 1 ниже юрских известняков в интервале 1897—2442 м, он характеризует как довольно однородную толщу темно-серых некарбонатных слюдистых аргиллитов с прослойками алевролитов и серых некарбонатных песчаников. В самых верхах темноцветной толщи, как ее называет Я. М. Сандлер, в интервалах 1897—1898 м и 1923—

\* Абсолютный возраст метаморфических сланцев (из скв. 140 в с. Рудки с глубины 2150 м), по определениям Н. П. Семененко, равен 700 млн. лет, что отвечает рифею. — *Прим. ред.*

\*\* Определения абсолютного возраста филлитов из скв. 2 в с. Кохановка в интервале 1623—1624 м, проведенные Н. П. Семененко, установили их рифейский возраст — 680 млн. лет. — *Прим. ред.*

1926 м обнаружены юрские пелециподы. В скв. 2 юрская фауна оказалась в интервале 1339—1525 м.

Всю дислоцированную темноцветную толщу аргиллитов в обеих скважинах Я. М. Сандлер (1958) относит к средней юре, а сильно метаморфизованные кварциты, встреченные скв. 1 на глубине 1452 м, он сопоставляет с кембрийскими кварцитами опорной скважины Олеско.

В районе Угерско (к северу от г. Стрыя) некоторые скважины, по-видимому, вошли в палеозой. Однако в трактовке разрезов этих чрезвычайно интересных скважин (6, 7 и 9) до сих пор имеются существенные разногласия. Вполне отчетливо устанавливается лишь нижняя граница миоцена.

Первоначально из скв. 6 в отчетах фигурировало определение (в шлифе) палеозойской фораминиферы *Parathuramina* sp. Здесь же среди известняков отмечена небольшая (5 м) пачка ангидритов. Черные сланцы с ангидритами установлены и в скв. 7 (2280—2291 м до забоя). В опорной скважине Олеско имеются черные сланцы с ангидритами в среднем девоне (на глубине около 330 м).

В районе Калуша в скв. ТЭСП-2, описание разреза которой приведено Ч. Кужняром (Kuźniak, 1939) в поднадвиговой части, непосредственно под нижнетортонскими серыми песчаниками с прослойками глин на глубине 1302,4 м вскрыт «кварцит» с прослойками темных кварцито-хлоритовых сланцев. Породы эти тянутся до забоя скважины — до 1312 м. Ч. Кужняр (1939) пишет, что они принадлежат к той же группе метаморфических пород, которые известны в виде галек в трускавецких конгломератах. Он говорит далее, что эти породы, несомненно, составляют часть подножия (основания), на котором лежат третичные слои.

Возникает, однако, вопрос о коренном залегании кварцитов. Во внешней части прогиба неизвестно непосредственное залегание тортона на кристаллическом основании. Повсюду, где только были пробурены скважины до соответствующей глубины, тортон подстилается верхним мелом или юрой. Поэтому может возникнуть предположение, что «кварциты с прослоями сланцев», вскрытые скв. ТЭСП-2, представляют собой конгломераты, состоящие из метаморфических пород, а не часть кристаллического ложа. Правда, мощность их достаточно велика — 9,6 м.

Однако необходимо принять во внимание, что бурение производилось ударным способом. Значит при этом был получен не сплошной керн, а лишь обломки пород, и «прослойки кварцито-хлоритовых сланцев» могут быть не прослойками, а элементами конгломерата. В таком случае они свидетельствуют лишь о том, что в это время еще существовал поблизости размывавшийся выступ «Добруджинского вала».

Следует признать, что вопрос о принадлежности этих пород к коренному кристаллическому основанию остается неясным. Недалеко от г. Коломыи, на границе платформы и Внешней зоны краевого прогиба, в районе с. Лесная Слободка, палеозой был вскрыт двумя скважинами. По данным В. Н. Утробина, в Лесной Слободке скв. 5 были пройдены четвертичные, тортонские, меловые, юрские отложения, и на глубине 798—942 м вскрыты верхнесилурийские серые глинистые сланцы, слюдястые, слабо известковистые, с тонкими (1—5 см) прослоями серых кварцитовидных песчаников. Здесь устанавливается падение под углом 20—25°. В керне обнаружена фауна.

Скв. 15 в том же районе под верхнеюрскими отложениями в интервале 935—1500 м прошла черные глинистые сланцы (аргиллиты) слабо известковистые и неизвестковистые, часто с мелкими сферолитами или даже заметными на глаз скоплениями пирита. Имеются очень тонкие (1—2 см) прослойки плотных алевролитов и кварцитовидных песчани-

ков. Слои падают под углом 15—45°. Обнаруженная в керне фауна (трилобиты, головоногие и брахиоподы) устанавливает верхнесилурийский возраст этой сланцевой толщи.

В опубликованной статье (Утробин, 1958) имеется лишь упоминание о палеонтологически охарактеризованном силуре. Крутые углы падения силура (от 10 до 45°), по мнению В. Н. Утробина, вызваны наличием в этом районе доюрского разлома, который в породах мезозоя выражался уже в виде флексурного изгиба. Такая же точка зрения высказывалась им также и по поводу дислокаций в районе Равы-Русской.

В. В. Глушко (1958) тоже указывает, что В. Н. Утробиним в керне скв. 15 найдены трилобит и обломки ортоцератитов. Углы падения темно-серых сланцев, по В. В. Глушко, достигают 15—50 и даже 75°.

По данным В. Н. Утробина (еще не опубликованным), в керне скв. 15 были встречены (по определению О. И. Никифоровой): в интервале 1060—1065 м — *Sowerbyella* sp., *Mutationella* (?) sp., *Platyceras* sp., *Tentaculites* sp. и другие брахиоподы, неопределимые до рода; в интервалах 1142—1147 м, 1175—1186 м, 1192—1200 м, 1248—1303 м, 1374—1379 м и др. — *Hyolites* sp., обломки криноидей, наутилоидей, брахиопод и пеллеципод, неопределимых до рода. В скв. 5 в интервале 798—942 м встречены ближе неопределимые остатки криноидей, наутилоидей, пеллеципод и брахиопод.

Наличие брахиопод, принадлежащих родам *Sowerbyella* и *Mutationella* (?), указывает на возможность сопоставления черных сланцев с верхней частью силура Подолии и Молдавии. Таким образом, в пределах Внешней зоны прогиба черные сланцы верхнего силура обнаружены почти в крайних точках на северо-западе и юго-востоке и, очевидно, имеют здесь широкое распространение.

В качестве некоторого дополнения небезынтересно привести сведения, касающиеся палеозоя окраинной части платформы в районе г. Черновцы. В скв. 17 под неогеновыми отложениями на глубине около 120 м вскрыт белый мел платформенного типа, имеющий мощность около 30 м. Непосредственно ниже начинается верхнесилурийская толща черных глинистых сланцев с тонкими прослоями (до 2 см) известняков. В керне обнаружены остатки *Lingula*, *Tentaculites*, а кроме того, в самой нижней части — граптолиты, которые были определены А. М. Обутом (Вялов, Дикенштейн и Обут, 1953) как *Monograptus* (*Pomatograptus*) ex gr. *flemingi* и (*Saltera*) *Linograptus* sp. Остатки граптолитов найдены примерно в 390 м ниже кровли силура. Скважиной вскрыта ничлавская свита (верхний лудлов) и самые верхи скальского горизонта свиты (нижний лудлов).

Интересно отметить, что черновицкий верхний силур не несет сколько-нибудь заметных признаков метаморфизма.

Нельзя не остановиться хотя бы в нескольких словах на косвенных сведениях о характере древнего основания прогиба, получаемых при изучении состава конгломератов флишевых и молассовых толщ. Как это уже давно известно, в различных толщах, а особенно в воротыщенской серии неогена, имеется ряд горизонтов, частью линзовидных, конгломератов. В юго-восточной части прогиба развита мощная свита так называемых слободских конгломератов, относящаяся к воротыщенской серии. Конгломераты эти, несомненно, состоят из продуктов разрушения какой-то прилегающей суши, которая была расположена в пределах краевого прогиба.

Галька слободских конгломератов состоит главным образом из светло-серых плотных известняков, очевидно юрских, светлых доломитов — скорее всего триасовых, судя по их сходству с триасовыми доло-

митами Добруджи, и зеленых и красных филлитов\*. Кроме того, имеется и окатанная кварцевая галька. Что касается зеленых филлитов, то их ближайшими аналогами являются зеленые сланцы Добруджи, обнажающиеся и на территории СССР на левом берегу Дуная (Вялов и Ткачук, 1953). В Добрудже эти сланцы условно относили к силуру.

В последнее время в ряде работ была показана возможность более древнего их возраста (Вялов, 1955 а, 1959 а; Линецкая, 1958).

Можно предполагать, что размывавшаяся в воротыщенское время древняя толща зеленых сланцев, так называемая санская серия (Вялов, 1959а), достаточно сильно метаморфизованная, выступала на поверхности южнее края того времени Русской платформы вблизи границы Внешней и Внутренней зон Предкарпатского прогиба. Вероятно, зона развития складчатого метаморфизованного рифея и нижнего палеозоя охватывала всю область Предкарпатского прогиба. Однако большая ее часть в дальнейшем находилась ниже уровня бассейна. О том, что в верхнеюрское время южнее края платформы существовала приподнятая гряда, свидетельствует галька зеленых сланцев в краснопутненских глыбах юрских известняков (Вялов, 1955 а). В послееюрское время возвышенная полоса суши играла важную роль в изменении палеогеографических условий. В верхнемеловое и палеогеновое время она разделяла флишевый и платформенный бассейны. После возникновения краевого прогиба она ограничивала с северо-востока молассовый предкарпатский бассейн вплоть до начала баличского века.

### **ДРЕВНИЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАХОВСКОГО МАССИВА И ЧИВЧИН**

Раховский массив и Чивчины составляют северные части одного и того же крупного Мармарошского массива, расположенного в пределах Румынской Народной Республики.

Раховский кристаллический массив находится в крайнем юго-восточном углу Закарпатской области к востоку от р. Шопурки и к югу от р. Белая Тиса и занимает небольшую, около 350 км<sup>2</sup>, территорию. В пределах Чивчинского хребта, расположенного в южной части Ивано-Франковской области на границе с Румынской Народной Республикой, кристаллические породы занимают площадь около 10 км<sup>2</sup> в виде узкой полосы, погружающейся в северо-западном направлении.

Этот массив представляет собой наиболее древний домезозойский кристаллический остов Восточных Карпат, начало изучения которого относится к первой половине XIX в. (Lill de Lillienbach, 1835 и др.).

Во второй половине XIX в. началось систематическое изучение Восточных Карпат. Наиболее детальные исследования кристаллических пород в этом районе были проведены Г. Запаловичем (Zapalowicz, 1886 а), который выделил две региональные части формации кристаллических пород Восточных Карпат: южную, или роднянскую, и северную, или буковинско-мармарошскую.

Г. Позевич (Pozewitz, Hofmann, 1894) обособил в Раховском массиве нижнюю свиту биотитовых гнейсов, среднюю свиту слюдяных сланцев и верхнюю свиту мраморизованных известняков.

Другие исследователи — К. Пауль (Paul, 1876) и В. Улиг (Uhlig, 1903) выделяли в формации кристаллических пород Восточных Карпат дифференцированные серии: нижнюю и верхнюю.

Обоснованием для такого разделения послужила различная степень метаморфизации кристаллических пород в Восточных Карпатах. Так,

\* Абсолютный возраст галек из слободских и других конгломератов определен Н. П. Семененко в 384—440 млн. лет. — *Прим. ред.*

для нижней серии характерно, по их мнению, присутствие сравнительно массивных пород, подобных гранодиоритам, различным гнейсам, амфиболовым и биотитовым сланцам, амфиболитам и другим породам, которые несут следы глубокой метаморфизации. Для верхней серии, наоборот, характерен менее глубокий и более слабый метаморфизм, в результате чего здесь преобладают хлоритовые, серицитовые, кварцитовые и углистые сланцы, а также кристаллические известняки; гнейсы и амфиболиты в этой серии играют подчиненное значение.

Это разделение кристаллических пород Восточных Карпат в основных чертах удержалось до наших дней и нашло свое отображение в работах современных румынских (Г. Маковой, И. Атанасиу и др.) и польских (Ю. Токарский и З. Паздро и др.) геологов.

Особенно детальные исследования кристаллических пород Чивчин были проведены польскими геологами (Ю. Токарским, З. Паздро, К. Смуликовским и др.). Они выделяли следующие комплексы (снизу вверх): а) хлоритовые и хлоритово-серицитовые сланцы; б) кварцитовые и графито-кварцитовые сланцы; в) кристаллические известняки; г) серицитовые сланцы; д) графитовые сланцы. Возраст этих пород они считали палеозойским, точнее каменноугольным. Кроме того, этими же исследователями выделены были различные гнейсы, отнесенные к наиболее древним компонентам кристаллической серии Чивчин.

С 1945 г. начинается новый период изучения кристаллических пород Украинских Карпат советскими геологами. За короткий промежуток времени были более детально изучены кристаллические породы Чивчин и Раховского массива, что дало возможность по-новому осветить ряд вопросов в связи с проблемой металлогении Украинских Карпат.

Частичные результаты этих исследований были опубликованы Л. Г. Ткачуком (1949) и И. Ф. Трусовой (1952).

Л. Г. Ткачук объединяет кристаллические породы Раховского массива в единую петрографическую формацию метаморфических пород, среди которой по петрографическим признакам он выделяет такие четыре группы пород, начиная с наиболее древних: а) гнейсы, б) сланцы, в) кварциты и кварцитовые сланцы, г) кристаллические известняки (мраморы).

И. Ф. Трусова (1952) выделяет среди метаморфических пород Раховского массива три свиты: нижнюю свиту полевошпатово-кварцевых двуслюдяных сланцев с прослоями чисто слюдяных и конгломератовых сланцев; среднюю свиту кварцитовых и слюдисто-кварцитовых сланцев и слюдистых кварцитов в нижней части с подчиненными им прослоями углисто-кварцитовых сланцев и верхнюю свиту рассланцованных и окварцованных известняков, переслаивающихся со слюдяными сланцами. Кроме того, И. Ф. Трусова обособляет в отдельный комплекс слюдяные микроклиновые гнейсы и гнейсовые сланцы с бластопорфировой структурой, как занимающие особое положение среди кристаллических пород Раховского массива, ввиду своего первично-изверженного происхождения.

Кристаллические породы Раховского массива Л. Г. Ткачук и И. Ф. Трусова (исходя из высокой степени метаморфизма этих пород) причисляют к докембрийским (протерозойским) образованиям, за исключением кристаллических известняков и связанных с ними слюдяных сланцев, которым указанные исследователи приписывают палеозойский (каменноугольный) возраст.

По данным Л. Г. Ткачука и Д. В. Гуржия (1957), среди кристаллических пород Раховского массива выделяются такие серии и свиты:

1. Белопотокская, или гнейсово-сланцевая, серия, состоящая из:

а) гнейсово-сланцевой свиты, в состав которой входят парагнейсы горы Поп Иван и крупночешуйчатые биотитовые и мусковитовые сланцы; видимая мощность свиты около 350 м;

б) кварцитовой свиты, представленной кварцитами и кварцитовыми сланцами Белого Потока, общей мощностью около 150—180 м.

Кроме того, среди указанных пород в Белом Потоке и Яворниковом потоках отмечаются амфиболиты и амфиболовые сланцы, а также катаклазированные граниты потока Яворникового, изверженное происхождение которых подтверждается условиями залегания, а также петрохимическими и другими особенностями.

Между гнейсово-сланцевой и вышележащей серией фиксируется перерыв с большим угловым несогласием.

2. Деловецкая, или карбонатно-сланцевая, серия, в состав которой входят:

а) подкарбонатная свита, представленная серицитовыми, хлоритовыми и другими сланцами, мощностью 250 м;

б) карбонатная свита, состоящая из кристаллических известняков (мраморов), переслаивающихся с хлоритово-серицитовыми сланцами; наиболее полно представлена эта свита на правом склоне р. Тисы от ручья Сауляк и ниже, а также в нижнем течении Белого Потока; мощность свиты 250—300 м;

в) надкарбонатная свита, объединяющая серицитово-хлоритовые и кварцевые сланцы горы Камень Клевка, горы Менчул, района Кобылецкой Поляны и др. Общая мощность свиты около 300 м.

Среди пород карбонатно-сланцевой серии тоже отмечаются амфиболиты в ручьях Великий и Малый Берлебаш, Бредецель, Лещинка, Довгорунь и Каменный Поток, а также гнейсы тонкозернистые, рассланцованные (гора Камень Клевка, ст. Берлебаш, Тарнычин поток), очковые (водораздел рр. Шопурки и Косовской) и брекчированные (гора Менчул), изверженное происхождение которых также подтверждается условиями залегания и петрохимическими особенностями.

3. Филлитовая серия, включающая:

а) кузинскую свиту, представленную тонким чередованием филлитов темно-серых, почти черных известняков и кварцитов; наиболее полный разрез этой свиты наблюдается по ручью Кузя, где ее мощность достигает 200—250 м;

б) горизонт белых сахаровидных кварцитов типа горы Темпа мощностью более 100 м.

Возраст пород белопотоцкой серии указанные авторы предположительно считают докембрийским, к докембрию — рифею должна быть причислена, по их мнению, и деловецкая серия. Что же касается филлитовой серии, то ее возраст является неустановленным. По аналогии с Чивчинами, где в сходных породах были найдены верхнепалеозойские растительные остатки, возраст филлитовой серии авторы считают верхнепалеозойским.

Л. Г. Ткачук отмечает наличие двух этапов древнего вулканизма — протерозойского и нижнепалеозойского (?). Протерозойский этап вулканизма привел к образованию основных пород, а затем кислых. Основные изверженные породы сильно метаморфизованы и в настоящее время представлены типичными амфиболитами. Кислые породы значительно катаклазированы, но сохранили облик гранитов и часто содержат ксенолиты амфиболитов.

С 1957 г. на Раховском массиве и в Чивчинских горах проводятся геологические исследования и поисково-разведочные работы экспедициями Академии наук УССР, Главгеологии УССР, Львовским и Московским государственными университетами.

В результате этих исследований получены прежде всего новые данные, позволяющие более уверенно выделить докембрийский, рифейский комплекс пород. Породы рифейского комплекса несут явные признаки древнего метаморфизма, вызванного раховской (байкальской) складчатостью, возраст которой Н. П. Семененко определяет в пределах 620—800 млн. лет, что соответствует верхнему рифею. Возраст же пород складчатого комплекса может быть значительно более древним, чем возраст метаморфизма, вызванного раховской складчатостью. Исследования Н. П. Семененко подтверждают ранее высказанное мнение Л. Г. Ткачука (1949) о том, что древние докембрийские метаморфические породы Раховского массива выявляют отчетливые черты наложенного молодого метаморфизма, абсолютный возраст которого варьирует в пределах от 160—180 до 240—280 млн. лет (по определению Н. П. Семененко). Это соответствует герцинскому и мезозойскому времени, когда в пределах Раховского массива возобновилась интенсивная вулканическая (магматическая) деятельность, зафиксированная здесь диабазами и их туфами, а также ультраосновными породами и серпентинитами.

Кроме того, получены некоторые данные, позволяющие уточнить размещение, объем и литологический состав комплексов древних пород, что в свою очередь дает возможность уточнить объемы ранее выделенных свит и их более детальное расчленение.

В связи с этим можно представить стратиграфию домезозойского комплекса Раховского массива и Чивчин в таком виде.

**Рифейская группа.** В рифейской группе на Раховском массиве можно выделить две свиты: 1) белопотокскую, или гнейсово-сланцевую и 2) деловецкую, или карбонатно-сланцевую.

Белопотокская свита развита преимущественно в верхнем течении ручьев Белого Потока, Бредецель и средней части потока Лещинка, где породы этой свиты слагают южную антиклинальную структуру. Свита состоит преимущественно из плагиоклазовых гнейсов и слюдяных сланцев. В подчиненных количествах присутствуют слюдяно-полевошпатово-кварцевые сланцы, амфиболиты, амфиболовые сланцы. Гнейсы и сланцы сложно и разнообразно чередуются, нередко постепенно переходя друг в друга.

В низах свиты, обнажающихся в потоке Яворниковом, содержится, в отличие от верхов, существенное количество граната и ставролита и развито большое количество пластовых тел амфиболовых сланцев.

Мощность видимой части низов свиты более 300 м.

Верхи белопотокской свиты изучены в потоке Яворниковом, на южном склоне горы Счевора, в бассейне потока Лещинка и в районе с. Делового. Изученные разрезы, по данным Л. К. Курячего, позволяют выделить четыре пачки (снизу вверх):

1. Пачка слоистых мелкозернистых плагиогнейсов и двуслюдяных сланцев более 90 м
  2. Пачка очковых гнейсов, крупнозернистых сильно слюдяных гнейсов и слюдяных сланцев 60—80 „
  3. Пачка плагиогнейсов и слюдяных сланцев, в которой ясно устанавливается общее уменьшение слюдяного материала снизу вверх. В нижней части преобладают слюдяные сланцы, а в верхах — наблюдается пачка однородных монотонных гнейсов мощностью около 35 м. 75—100 „
  4. Пачка, сложенная преимущественно мелкозернистыми плагиогнейсами и очковыми (порфиробластическими) гнейсами 55—70 м
- Мощность всей видимой белопотокской свиты колеблется от 500 до 650 м и более.

Кроме того, в Белом Потоке и Яворниковом потоках отмечаются амфиболиты и катаклазированные граниты потока Яворникового, извер-

женное происхождение которых подтверждается условиями залегания, а также петрохимическими и другими особенностями.

Между белопотоцкой и вышележащей (деловецкой) свитой, по данным А. Л. Кривина и Л. Г. Ткачука, фиксируется перерыв с угловым несогласием.

Деловецкая свита имеет наиболее широкое развитие на Раховском массиве и в Чивчинских горах, где породы этой свиты слагают ядра синклинальных структур. Сложена она обычно мелкочешуйчатыми серицитовыми, хлоритовыми, хлорито-серицитовыми, слюдяными и другими сланцами, а также мраморами. Эту свиту можно разделить на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

*Нижняя подсвита* включает в себя серицитовые, хлоритовые, хлорито-серицитовые и другие сланцы, содержащие прослои мраморов мощностью от нескольких до 70 м. Лучшие выходы пород этой свиты на дневную поверхность имеются в южной части массива, а именно в обнажениях ручьев Полонском, Сауляк, Бредецель, на южных склонах гор Бутин и Счевора. Мраморы интенсивно разрабатываются в районе с. Деловое. Видимая мощность подсвиты превышает 400—500 м.

В состав нижней подсвиты Л. Г. Ткачук, А. Л. Кривин и др. включали также мраморизованные известняки района с. Круглое, потоков Довгоруня и Лещинки. В этих известняках еще в прошлом веке А. Гезеллом (с. Круглое), а в наше время В. И. Славным найдены юрские аммониты, мшанки, криноидеи, кораллы *Astravidae* sp., обломки брахиопод и фораминифер. Поэтому указанные мраморизованные известняки нельзя включать в нижнюю подсвиту деловецкой свиты. Более того, это подтверждает, что отмеченный наложенный молодой (верхнеюрский — нижнемеловой) низкой ступени метаморфизм на древние домезозойские породы может (в благоприятных условиях) вызвать такую метаморфическую переработку мезозойских, в том числе юрских отложений, что их легко по внешним признакам принять за древние домезозойские образования. Таким образом, в тех районах Карпат, где зафиксированы нижнемеловые складчатые движения и значительные проявления вулканизма, необходима большая осторожность в исследованиях при выявлении древних домезозойских пород. Но это и не является доказательством отсутствия древних домезозойских пород на Раховском массиве.

*Верхняя подсвита* имеет широкое развитие и ее породы слагают всю северную часть Раховского массива. Лучшие обнажения пород этой подсвиты прослеживаются по ручьям Великий и Малый Берлебаш, Лещинке, Тарнычин, по долинам р. Косовской, а также на горах Камень Клевка, Менчул, в районе с. Кобылецкая Поляна и другим местам. Подсвита сложена преимущественно серицитовыми, частью серицито-хлоритовыми сланцами и кварцитами. Кроме того, по ручьям Великий и Малый Берлебаш, Лещинка, Довгорунь и Каменный Поток отмечаются амфиболиты, а также гнейсы тонкозернистые, рассланцованные (гора Камень Клевка, поток Тарнычин и др.), очковые (водораздел рр. Шопурки и Косовской) и брекчированные (г. Менчул), изверженное происхождение которых подтверждается условиями залегания и петрохимическими особенностями. Видимая мощность подсвиты составляет около 300 м, а по данным Л. К. Курячого — превышает 800 м.

**Палеозойская группа.** К этой группе отнесены породы, которые можно объединить в кузинскую или филлитовую свиту.

Кузинская свита сложена чередующимися филлитами, хлоритовыми, серицито-хлоритовыми и серицитовыми сланцами, темно-серыми почти черными мраморизованными известняками и кварцитами. В Чив-

чинских горах отмечается в нижней части свиты горизонт графито-кварцевых сланцев, а в верхней части свиты — комплекс графитовых сланцев. Видимая мощность свиты на Раховском массиве достигает 200—300 м. Породы этой свиты здесь имеют локальное развитие и слагают ядро кузинской синклинали структуры.

В Чивчинских горах аналоги пород кузинской свиты имеют более широкое развитие и достигают здесь видимой мощности более 500 м.

Возраст кузинской свиты достоверно не установлен, но в Чивчинских горах З. Паздро (1934 а) найдены среди графито-кварцитовых сланцев образцы плохой сохранности окаменелой флоры. З. Паздро указывает, что, по мнению доктора Лильпопа, эти образцы окаменелой флоры являются представителями каменноугольной флоры. Это, в известной мере, подтверждает выдвинутое предположение о палеозойском, точнее каменноугольном возрасте пород кузинской свиты.

### **ДРЕВНИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ДРУГИХ ЧАСТЕЙ ЗАКАРПАТЬЯ**

Раховский массив является основным участком распространения древних домезозойских пород. Во всех остальных, немногих, пунктах выходы этих пород незначительны по своим размерам. Все обнаруженные породы соответствуют тем или иным разностям древних пород Раховского массива.

С полной определенностью устанавливается приуроченность всех выходов к одной тектонической зоне — именно к Мармарошской зоне, к которой относится и сам Раховский массив. Они располагаются вдоль северной тектонической границы этой зоны и известны у сел Долгое и Липецкая Поляна, в ручье Монастырский (левом притоке р. Теремля), на рр. М. Уголька и Б. Уголька, в ручье Тесниковатом (правом притоке р. Лужанки).

Наибольший интерес представляют выходы домезозойских пород в бассейне р. Б. Угольки.

Образования рифейского палеозойского возраста, развитые в среднем течении р. Большой Угольки, представлены различными по составу хлоритово-серицитовыми, мусковитовыми и другими сланцами, филлитами и гнейсами. Эти метаморфические породы по своим текстурно-структурным особенностям и минеральному составу сходны с домезозойскими породами Раховского массива и прослеживаются здесь в виде узкой полосы. Такие же породы наблюдаются на водоразделе и протягиваются к востоку в руч. Тесниковатый.

По притоку Известковистому прослеживается полоса филлитовидных сланцев серых с голубоватым и сиреневым оттенком, тонколистватых, обладающих шелковистым блеском. На остальных участках (р. М. Уголька, гора Б. Клива, с. Липецкая Поляна) сходные метаморфические породы обнажаются в виде очень небольших изолированных выходов среди меловых пород, представляющих собой, возможно, отторженцы, вмятые в более молодые породы.

В сравнительно большом удалении от описанных выходов наблюдается небольшое обнажение домезозойских пород у с. Долгое, на правом берегу р. Боржавы. Здесь обнажаются серицитовые, частью хлоритовые и другие сланцы светло-зеленовато-серого цвета.

Мощность домезозойских пород в вышеописанных пунктах не установлена.

## АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ ДОМЕЗОЗОЙСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И МЕТАМОРФИЗМА ФУНДАМЕНТА КАРПАТ

Определение абсолютного возраста формаций домезозойского фундамента Карпат представляет большое значение для изучения геологической истории и структуры этого региона, так как в большинстве эти формации являются немymi и их стратиграфическое положение определялось нередко условно.

Исследования абсолютного возраста геологических формаций домезозойского фундамента Карпат калий-аргоновым методом проведены в Институте геологических наук АН УССР.

Определение возрастов проведено:

- 1) для образцов метаморфических филлитовых сланцев из глубоких скважин, вскрывших фундамент Предкарпатского прогиба;
- 2) для образцов сланцев из Раховского массива;
- 3) для образцов эффузивов района западного склона Украинского щита;

4) для галек метаморфических сланцев из конгломератов палеогена и миоцена Карпат и Предкарпатья;

5) для образцов метаморфических сланцев, гранодиоритов и амфиболитов Кагульской площади в Молдавской ССР.

По предположению В. Н. Утробина, в Предкарпатском прогибе скв. 140 (интервал 2150—2200 м) в с. Рудки и скв. 2 (интервал 1623—1624 м) в с. Кохановка вскрыли кембрийские складчатые отложения фундамента Предкарпатского прогиба. Результаты определения возраста филлитовых темно-серых сланцев, представленных слюдистыми минералами — серицитом, биотитом и хлоритом, — приведены в табл. 1.

Таблица 1

Возраст филлитовых сланцев домезозойского фундамента Предкарпатского прогиба

№ образца	Местонахождение образца	Название породы	Содержание калия, %	Содержание аргона <sup>40</sup> , 10 <sup>-7</sup> г	Возраст в млн. лет
2.	с. Кохановка, скв. 2, интервал 1623—1624 м	Темно-серый филлитовый сланец	1,07	0,578	660
140	с. Рудки, скв. 140, интервал 2150—2200 м	Темно-серый филлитовый сланец	2,30	0,594 1,323	680 700
20	с. Ходновичи, скв. 20, интервал 2797—2801 м	Темно-серый аспидный сланец	1,47	0,570	500

Как видно из этих данных, метаморфические сланцы фундамента Предкарпатского прогиба относятся к V рифейской группе докембрия V возрастом 700 млн. лет, согласно геохронологической докембрийской шкале, принятой Комиссией по определению возраста геологических формаций СССР. Кроме того, возраст метаморфизма аспидного сланца, вскрытого скв. 20 в с. Ходновичи, составляет 500 млн. лет, т. е. отвечает кембрию. Эти сланцы можно считать как метаморфизованными кембрийскими отложениями, так и более древними — рифейскими, на которых отразился более молодой, наложенный, кембрийский метаморфизм.

На IV съезде Карпато-Балканской ассоциации Н. П. Семененко было сделано сообщение о возрасте метаморфизма пород Раховского массива Карпат. Согласно этим данным, среди метаморфических сланцев Раховского массива установлены образования, относящиеся к чет-

вертой рифейской группе докембрия IV возрастом 585—630 млн. лет. Наряду с этим установлено, что сланцы Раховского массива испытали изменения в период мезозойской и герцинской складчатостей возрастом 160—180 и 240—280 млн. лет, когда породы рифейского складчатого фундамента были выдвинуты в верхний мезозойский структурный ярус.

Более точные данные о возрасте метаморфизма пород Раховского массива приведены в табл. 2.

Таблица 2

**Абсолютный возраст метаморфических пород Раховского массива**

№ проб	Местонахождение образца	Название породы	Содержание калия, %	Содержание аргона <sup>40</sup> , 10 <sup>-7</sup> z	Возраст в млн. лет
159/7	Раховский массив	Хлорито-серицитовый сланец	2,88	1,326	585
163/37	Поток Лостун	Хлорито-серицито-кварцевый сланец	3,62	1,846 1,698	630 588
167/87	Ручей Кузя	Хлорито-серицитовый сланец	0,86	0,122	181
162/57	Там же	Серицито-хлоритовый сланец	1,83	0,230	175
157/57	с. Деловое	Серицито-кварцевый сланец	3,27	0,376	161

На западном склоне Украинского щита, погружающемся на запад в пределы Вольно-Подольской плиты, развиты рифейские отложения мощностью 1500 м. В верхней части разреза рифея в изяславской свите залегают эффузивные толщи, для которых определен возраст 560—605 млн. лет, что позволяет отнести их к IV рифейской группе докембрия (табл. 3).

Таблица 3

**Возраст эффузивов изяславской свиты рифея Вольно-Подольской плиты**

Местонахождение образца	Название породы	Содержание калия, %	Содержание аргона <sup>40</sup> , 10 <sup>-7</sup> z	Возраст в млн. лет
Рифейская эффузивная толща, с. Жильжа	Базальты	1,00	0,478 0,420	598 534
Рифейская эффузивная толща, с. Черторойск	Базальты	1,00	0,448	566
Рифейская эффузивная толща, с. Гута Степанская	Базальты	0,96	0,420 0,470	553 605

Из этих данных следует, что к западу от Украинского щита в пределах западной части Вольно-Подольской плиты, Предкарпатского прогиба и Карпат развиты подвижные складчатые области докембрия V—рифея. Здесь установлены складчатые и метаморфические циклы двух завершающих рифейских групп возрастом 560—620 и 700 млн. лет. Это не исключает возможности установления здесь и более древних рифейских групп. Так, возрасты 860 млн. лет определены в Институте геологических наук АН УССР (Н. П. Семененко и др.) для кристаллических сланцев из скважины Ржешатары южнее г. Кракова в Польше по образцам, представленным С. Седлецким. Возрасты от 860 до 1100 млн. лет установлены также для валунов гранитов и гнейсов,

собранных Добровольской в верхнеюрских отложениях Горного Крыма.

Формирование Украинского щита закончилось в конце докембрия IV — протерозоя возрастом 1150—1200 млн. лет. Скважиной 1 с Бу-

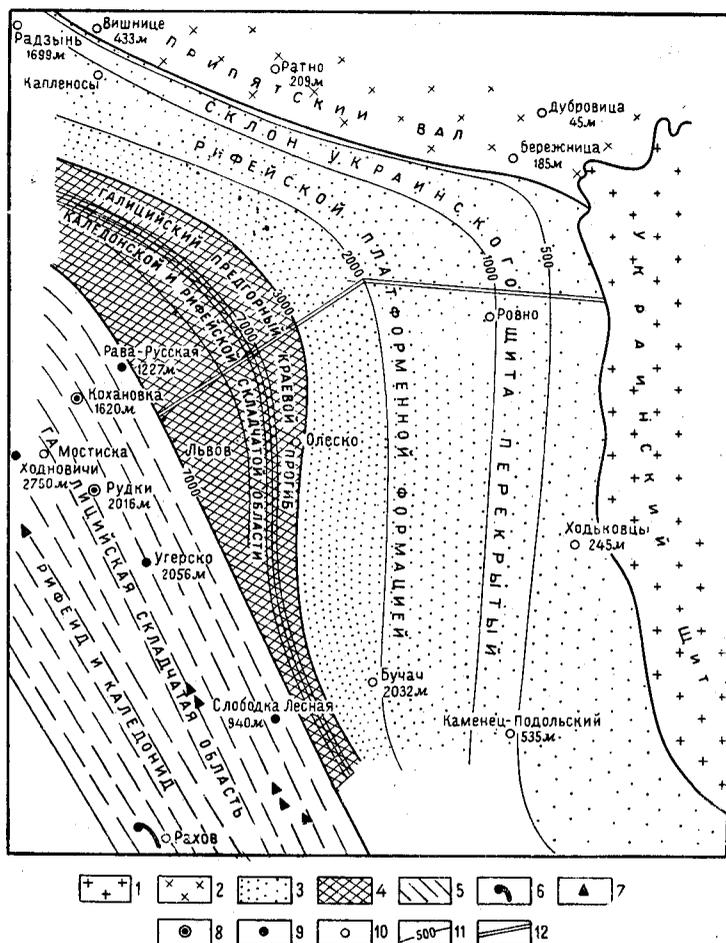


Рис. 13. Тектоническая структура домезозойского фундамента Украинских Карпат и западного склона Украинского щита.

Составили Н. П. Семененко, Л. Г. Ткачук, В. И. Клушин

1 — Украинский щит (возраст свыше 1200 млн. лет); 2 — Припятьский вал, перекрытый рифейской платформенной осадочно-вулканогенной формацией; 3 — склон Украинского щита, перекрытый рифейской платформенной осадочно-вулканогенной формацией (возраст свыше 600 млн. лет); 4 — Галицийский предгорный краевой прогиб каледонской и рифейской складчатой области; 5 — Галицийская складчатая область рифеид и каледонид; 6 — Раховский массив (возраст свыше 630 млн. лет); 7 — экзотические конгломераты Украинских Карпат с обломками метаморфических пород (возраст 380—440 млн. лет); 8 — скважины и глубины залегания пород домезозойского фундамента в Галицийской складчатой области (возраст свыше 700 млн. лет); 9 — скважины и глубины залегания нижнепалеозойских или рифейских (?) пород домезозойского фундамента в Галицийской складчатой области; 10 — скважины и глубины залегания дорифейского кристаллического фундамента (возраст свыше 1200 млн. лет); 11 — глубины залегания дорифейского кристаллического фундамента (возраст свыше 1200 млн. лет); 12 — линия регионального сейсмического профиля

чач на глубине 2116—2218 м, находящейся восточнее западной границы развития метаморфической складчатости сланцев, вскрыты граниты, абсолютный возраст которых определен в Институте геологических наук АН УССР калий-аргоновым методом по биотиту 1440 млн. лет, что

ВНЕШНЯЯ ЗОНА  
ПРЕДКАРПАТСКОГО АЛЬПИЙСКОГО ПРОГИБА

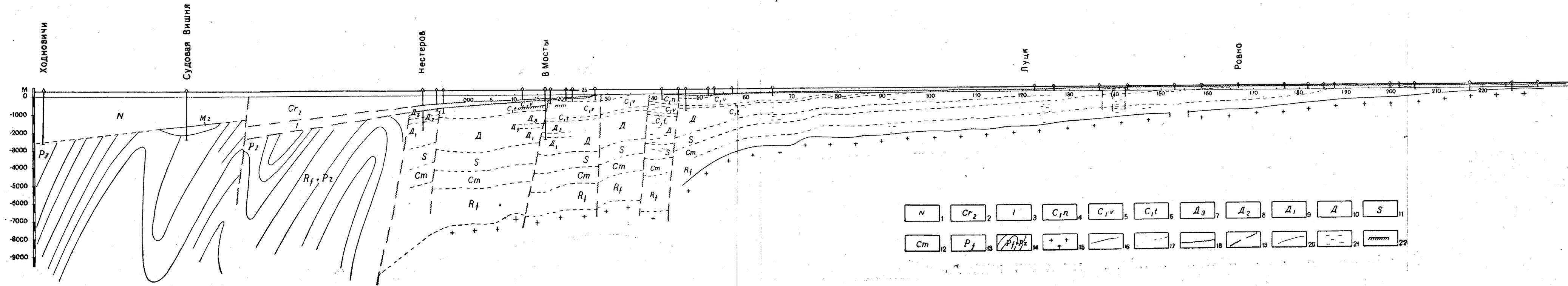


Рис. 14. Схематический геологический разрез Галицийской складчатой области рифейд и каледонид и ее предгорного краевого прогиба. Составили Н. П. Семененко, Л. Г. Ткачук, В. И. Клушин

1 — неогеновые отложения; 2 — верхнемеловые отложения; 3 — верхнеюрские отложения; 4—6 — каменноугольные отложения (4 — отложения намюрского яруса, 5 — отложения визейского яруса, 6 — отложения турнейского яруса); 7—10 — девонские отложения (7 — верхнедевонские, 8 — среднедевонские, 9 — нижнедевонские, 10 — нерасчлененные); 11 — силурийские отложения; 12 — кембрийские отложения; 13 — рифейские (докембрийские) отложения древнее 570 млн. лет; 14 — складчатый рифей и нижний палеозой; 15 — кристаллический фундамент докембрия древнее 12000 млн. лет; 16 — уверенная стратиграфическая граница; 17 — предполагаемая стратиграфическая граница; 18 — граница стратиграфического несогласия; 19 — тектонические нарушения; 20 — кровля кристаллического фундамента по данным КМГВ; 21 — отражающие площадки; 22 — преломляющий горизонт

соответствует докембрию IV. В рифейское время Украинский кристаллический щит уже представлял платформу и к западу от него получили развитие рифейские подвижные зоны, в которых сформировалась, как предполагают Н. П. Семенов, Л. Г. Ткачук и В. И. Клушин, Галицийская складчатая область, являющаяся древним фундаментом Карпат (рис. 13 и 14).

В пределах Балтийского щита также установлено, что рифейские складчатые сооружения развиты в юго-западной части на территории Швеции и Норвегии, представленные даялсландской и визингской сериями возрастом, по данным определений Института геологических наук АН УССР, 800—1150 млн. лет. Эти образования погружаются на запад под складчатые сооружения верхнего каледонского цикла.

Возможно, что эти зоны рифейских складчатостей прослеживаются от Скандинавского полуострова до Карпат, окаймляя с запада Русскую протерозойскую (докембрийскую IV) платформу. Многие ученые (Я. Новак и др.) считали, что под Предкарпатским прогибом залегает герцинское складчатое сооружение, которое соединяет Келецко-Сандомирский кряж и Добруджу. Это предположение о существовании герцинского складчатого сооружения не подтверждается данными абсолютного возраста пород, слагающих это более древнее сооружение Предкарпатского прогиба.

О. С. Вялов считает, что в Предкарпатском прогибе палеозойские гряды были размыты в юрское время и на их месте образовался обширный юрский прогиб, смыкающийся с Преддобруджинским юрским прогибом. Гряда, как полагает О. С. Вялов, в мезозойское время питала с севера обломочным материалом флишевый и нижнемолассовый бассейны и в связи с этим в составе слободских конгломератов развиты гальки филлитов рифея и юрских известняков. В конгломератах верхнего мела северного склона Украинских Карпат гальки зеленых метаморфических сланцев встречаются в Самборских и Покутско-Буковинских Карпатах. Гальки метаморфических сланцев развиты повсеместно в конгломератах палеогенового флиша, а также в полянической и вортищенской сериях нижних моласс Предкарпатского прогиба.

В Институте геологических наук АН УССР определены возрасты образцов галек метаморфических сланцев из конгломератов палеогена и миоцена Карпат и Предкарпатья, представленные В. Н. Утробиним (табл. 4).

Определения абсолютного возраста галек метаморфических сланцев, проведенные для четырех пунктов развития конгломератов палеогена и миоцена, свидетельствуют о том, что выступающие гряды, обрамлявшие флишевый бассейн и служившие источником сноса терригенного материала как для флишевого, так и для молассового комплексов были сложены метаморфическими складчатыми образованиями, пережившими каледонский цикл метаморфизма (силур — ордовик) возрастом 380—440 млн. лет, что не исключает, возможно, и более древний их возраст (рифей). Эти глинисто-аспидные метаморфические сланцы и филлиты представляют собой зеленые сланцы с альбитом, серицитом, хлоритом и другими минералами, типичными для туфо-вулканогенных метаморфических образований.

На основании остатков фауны, обнаруженных в керне скважины Рава-Русская, подтверждается силурийский возраст складчатых сланцев. Эта зона силурийских сланцев проходит северо-восточнее зоны собственно рифейских сланцев, вскрытых скважинами в районе Рудки-Кохановка. К югу по простиранию у восточного края складчатой области в скв. 15 — Лесная Слободка глинисто-аспидные сланцы (аргиллиты) в образцах с глубины 1092—1097 м дали, по определениям Института

Таблица 4

**Возраст метаморфических сланцев из галек третичных конгломератов  
Карпатского региона**

№ образца	Местонахождение образца	Название породы	Содержание калия, %	Содержание аргона <sup>40</sup> , 10 <sup>-7</sup> з	Возраст в млн. лет
5	р. Быстрица-Надворнянская. Нижний миоцен, слободские конгломераты	Галька метаморфического аспидного сланца	2,35	0,676	384
6	г. Самбор, Скибовые Карпаты. Конгломераты палеоцена	Галька серого метаморфического песчанстого глинисто-аспидного сланца	1,58	0,487	380
4	р. Серетель, Буковинские Карпаты. Конгломераты поляницкой свиты верхнего олигоцена	Галька серого филлитового сланца	2,15	0,552 0,605	404 378
8	г. Старый Самбор, Скибовые Карпаты. Конгломераты палеоцена	Галька метаморфического аспидного сланца	2,52	0,845	440

геологических наук АН УССР, возраст метаморфизма 400 млн. лет (содержание калия 3,41%; аргона<sup>40</sup>, 10<sup>-7</sup>—1,0156), что отвечает каледонскому циклу. Таким образом, возможно, что и возраст самих пород соответствует силуру (а не древнее) и, следовательно, вдоль восточного края Галицийской складчатой области между Рава-Русской и Лесной Слободкой и далее по простирацию от них прослеживается зона каледонид. Очевидно, в Карпатской области подвижные зоны докембрия V—риффея продолжали развиваться и в каледонском цикле.

На территории Молдавии в Предкарпатье на Кагульской площади проведено определение возраста метаморфического глинисто-аспидного сланца и роговой обманки из гранодиорита, вскрытых глубокими скважинами из доюрского фундамента (табл. 5).

Таблица 5

**Абсолютный возраст метаморфических и магматических пород  
Кагульской площади Молдавии**

Местонахождение образца	Название породы и минерала	Содержание калия, %	Содержание аргона <sup>40</sup> , 10 <sup>-7</sup> з	Возраст в млн. лет
Скв. 55/517, метаморфический сланец	Метаморфический глинисто-аспидный сланец	2,87	0,498	240
			0,491	236
Скв. 56/554, гранодиорит палеозойского фундамента	Роговая обманка из гранодиорита	0,22	0,045	280
Скв. 86/506, амфиболит фундамента	Роговая обманка из амфиболита	0,28	0,100	450

Возраст метаморфизма сланцев и возраст гранодиорита доюрского фундамента на Кагульской площади Молдавской впадины определяется как герцинский — 240—280 млн. лет. Эти породы представляют собой погребенные складчатые герцинские сооружения Добруджи.

Кроме того, на Кагульской площади скв. 86/568 вскрыт амфиболит палеозойского фундамента; возраст роговой обманки из амфиболита исчисляется в 450 млн. лет. Этим подтверждается наличие в Днепро-ско-Прутском междуречье на территории Молдавии погребенных каледонских структур.

Таким образом, при определении абсолютного возраста домезозойского фундамента Карпат установлен ряд циклов складкообразования, метаморфизма, магматизма и минерализации:

Рифейский (раховский) до 700 млн. лет

Каледонский I 500—550 млн. лет

Каледонский II 380—440 млн. лет

Герцинский — пермский 240—280 млн. лет.

Однако герцинские сооружения удалось установить только в предгорной впадине Добруджи в Молдавии. На территории Украинских Карпат фундамент сложен рифейским и каледонским складчатыми сооружениями; метаморфизм и магматизм герцинского возраста здесь пока еще не обнаружены, хотя по литературным данным в филлитовой свите Чивчин были найдены растительные остатки верхнепалеозойского возраста.

Установлено также, что породы фундамента в Раховском массиве были подвергнуты диафторезу возрастом 240—280 и 160—180 млн. лет.

## МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

### ВВЕДЕНИЕ

Мезозойские отложения на территории Украинских Карпат пользуются очень широким распространением — они известны во всех геолого-структурных зонах. В Предкарпатском и Закарпатском прогибах они погружены на большую глубину и вскрываются только буровыми скважинами, в Карпатской складчатой области выходят на поверхность, обнажаясь в ядрах антиклинальных складок.

В Предкарпатском прогибе известны верхнемеловые и юрские отложения, в Скибовой зоне, зоне Кросно, Дуклянской и Раховской зонах — только меловые, в Мармарошской, Утесовой и изредка Черногорской зонах — триасовые, юрские и меловые отложения.

Палеонтологическая характеристика, а следовательно, и стратиграфическая обоснованность отложений мезозоя далеко не одинаковы: наиболее бедны фауной отложения триаса. Только единичные экземпляры фауны встречены (и определены) в пределах Раховского и Чивчинского массивов. На основании этих находок, а также литолого-стратиграфических аналогий с зарубежными частями Карпат со значительной степенью вероятности можно разделить триас на три отдела (нижний, средний и верхний).

Наиболее дробное деление произведено для юры. За последние годы советскими исследователями был накоплен обширный палеонтологический материал, поэтому представилось возможным почти полностью отказаться от выделения стратиграфически мало определенных свит и выделить среди юрских отложений почти все ярусы. Особенно многочисленны сборы фауны в отложениях нижней и верхней юры. Среднеюрские отложения в пределах Украинских Карпат развиты слабо, выделение их связано с большими трудностями.

Граница между юрскими и меловыми сложениями отбивается также с большим трудом, так как пограничные слои титона и нижнего валанжина в ряде мест имеют однородный литологический состав, и

какие-либо следы перерыва отсутствуют. Зато достаточно четко намечается перерыв внутри валанжина. Верхневаланжинское время характеризуется началом нового этапа осадконакопления. В ряде тектонических зон в это время впервые на Карпатах начинается накопление флиша.

Меловые отложения только в Утесовой зоне характеризуются весьма большим фаціальным разнообразием, во всех же других зонах они представлены единой формацией терригенного флиша. Палеонтологическая характеристика меловых отложений обоснована в Утесовой зоне и в южных частях Магурской и Черногорской зон в пределах весьма узкой полосы.

Во всех же более северных частях Карпат, несмотря на большие площади (занятые меловыми отложениями) и на прекрасные обнажения (местами), находки макрофауны весьма редки, случайны и бессистемны, и если бы не успешное применение советскими геологами микропалеонтологического анализа, то пришлось бы отказаться от детального расчленения флишевых толщ мела. Правда, и в настоящее время все еще нет четкого разграничения ярусов и поэтому приходится ограничиться только выделением свит. Граница мела и палеогена также не вызывает споров.

Очень большие затруднения в процессе изучения мезозойских отложений встречаются при сопоставлении разновозрастных, но литологически не вполне идентичных, фаций. Фаціальные изменения в мезозое и особенно в юре и в мелу весьма значительны и почти всегда наблюдаются в направлении, перпендикулярном к простиранию пород, в юго-западном направлении.

Мезозойские отложения в Карпатах отчетливо подразделяются на два типа, обусловленные двумя резко различными историко-геологическими этапами развития. В триасе и юре шло накопление маломощных преимущественно карбонатных отложений, тогда как в меловое время в связи с резким изменением режима колебательных движений на большей части территории стал накапливаться флиш и другие слоистые терригенные образования.

Таковы особенности мезозойских отложений Украинских Карпат. Описание их в настоящей работе проводится по системам — триасовой, юрской и меловой.

### **ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА**

Триасовые отложения в Украинских Карпатах развиты на очень ограниченной площади. Они известны только в юго-восточной части страны, на территории Закарпатской, Ивано-Франковской и частично Черновицкой областей. Можно выделить всего три района, где на поверхности обнажается триас: это Раховский массив, верхняя часть бассейна Большой Угольки и Чивчинские горы, т. е. только в пределах Мармарошской зоны.

Отложения триаса обычно распространены в районах развития метаморфических толщ палеозоя. Очень ограниченные площади развития триасовых отложений объясняются частично большими размывами их в последующие периоды, а главным образом перекрытием более молодыми отложениями. О степени размыва триасовых отложений можно судить по огромному содержанию их в гальке меловых, палеогеновых и неогеновых конгломератов.

В Украинских Карпатах триасовые отложения изучены слабо. Не только их деление на отделы и ярусы, но и вообще выделение их до последнего времени вызывало споры ввиду отсутствия палеонтологиче-

ских данных, а обоснование возраста базировалось на аналогиях с классическими разрезами Альп, Западных и Румынских Карпат.

Условное выделение триаса в Украинских Карпатах произведено было давно. В 1858 г. Ф. Хауер (Hauer, 1858) описал красные сланцы из Мармароша и отнес их к верфену. В 1876 г. триасовые отложения достаточно подробно были описаны К. Паулем, причем по смежным с Чивчинскими горами районам Румынии он приводит фауну. В восточной части Чивчинских гор К. Пауль (Paul, 1876) выделяет кварцевые конгломераты и кварциты (веррукано), доломитовую брекчию и серый известняк.

В 1886 г. Г. Запалович (Zapalowicz, 1886 а), помимо доломитизированных известняков, пестрых сланцев и яшм, выделил в триасе также диабазовые порфиры и порфириты.

В результате работ прошлого века для триаса Раховского массива и Чивчин была выработана следующая стратиграфическая схема, обоснование которой базировалось на зарубежных находках фауны:

- 1) конгломераты и песчаники — свита веррукано (пермь);
- 2) красные сланцы и песчаники, а также доломиты и доломитовые брекчии (нижний триас);
- 3) известняки и серые сланцы (условно — средний и верхний триас).

В последующие годы ряд авторов — В. Улиг, И. Атанасиу и др. — стали относить конгломераты и песчаники веррукано к нижнему верфену.

В 1934 г. обстоятельную работу по Чивчинам опубликовал З. Паздро (Pazdro, 1934а), который в основном принял румынскую схему деления триаса. Описанные им с горы Чивчин базальты он отнес также к нижнему триасу; отложенный среднего триаса З. Паздро не выделял, а к верхнему триасу причислил тонкослоистые конгломераты и зеленоватые филлиты.

Совершенно иную трактовку разреза триаса Мармароша дал в 1936 г. Д. Андрусов (Andrusov, 1936а), который при выделении ярусов исходил из сравнения разреза Раховского массива со словацкими разрезами. Д. Андрусов выделил в нижнем триасе красные сланцы, частично туфогенные с прослоями основных лав, кварциты, кремнистые конгломераты и песчаники. К среднему триасу он отнес доломиты и доломитизированные известняки и к верхнему триасу — плотные серые известняки. Завершил разрез он отложениями рэта, причисляя к нему темные тонкоплитчатые (люмахелловые) известняки. Так же, как и у предыдущих авторов, эта достаточно стройная схема оказалась совершенно палеонтологически не обоснованной.

Таким образом, в досоветский период триасовые отложения были изучены слабо, так как не было данных для составления достаточно обоснованного стратиграфического разреза, и та легкость, с которой иностранные авторы зачисляли одни и те же породы в различные ярусы, свидетельствовала о полном отсутствии палеонтологического материала.

После 1945 г. при проведении геологической съемки и поисков полезных ископаемых многими исследователями изучались триасовые отложения. Целый ряд новых разрезов триаса в Раховском массиве был описан С. Л. Соловьевым (1946 г.), А. А. Максимовым и Г. И. Немковым (1947—1948 гг.), В. И. Славиным (1947—1949 гг.) и др. Ценные сведения по стратиграфии триаса получены В. Н. Живлюк, Н. С. Расточинской и А. А. Денисевичем. В. Н. Живлюк, а позднее В. И. Славину и Н. С. Расточинской удалось впервые в триасовых отложениях

Украинских Карпат обнаружить фауну и, таким образом, обосновать палеонтологически верхнетриасовый возраст.

Детальным изучением триаса Чивчинских гор занимался в 1950 г. И. Д. Гофштейн (1954). Им выделен нижний, средний и верхний триас. Эффузивные породы в отличие от З. Паздро И. Д. Гофштейн исключил из разреза триаса. Позднее триас Буковинской части Чивчинских гор изучал П. Д. Букатчук (1959). В верхней части разреза П. Д. Букатчуком обнаружена *Miophoria cf. laevigata* Ziet.

В 1958 г. В. И. Славину удалось найти фораминифер в нижнетриасовых красных сланцах Раховского массива, а в 1960 г. обнаружить мшанки и кораллы в разрезе горы Соймул.

В последние годы на Раховском массиве работали геологи Н. С. Расточинская, Л. К. Курячий, которым в обнажениях ручья Маргитул удалось найти среднетриасовые кораллы. В 1961—1963 гг. в Чивчинских горах проводила геологическую съемку экспедиция МГУ. В процессе этих работ на основании многочисленных находок фауны была создана новая схема расчленения триасовых отложений.

Таким образом, в настоящее время обоснование отделов триасовых отложений Карпат базируется на палеонтологической основе, но выделение ярусов все еще остается делом будущего.

Как уже отмечалось ранее, триасовые отложения в Украинских Карпатах развиты в трех разобщенных друг от друга районах: 1) на Раховском массиве, 2) в бассейне р. Угольки и 3) в Чивчинских горах.

Раховский массив. Триасовые отложения в пределах Раховского массива занимают небольшую площадь. Распространение их тесно связано с современной структурой этого массива. Большая часть естественных обнажений триаса располагается по северному крылу массива, в непосредственной близости от меловых пород флиша, перекрывающего массив. Среди этих обнажений наиболее полные разрезы удается наблюдать на горах Соймул и Кобыла. В этой же полосе вблизи водораздела Тисы и Косовской в районе хутора «Рударня», на горе Соймул и в ручье Маргитул были обнаружены палеонтологически охарактеризованные пачки известняков (рис. 15).

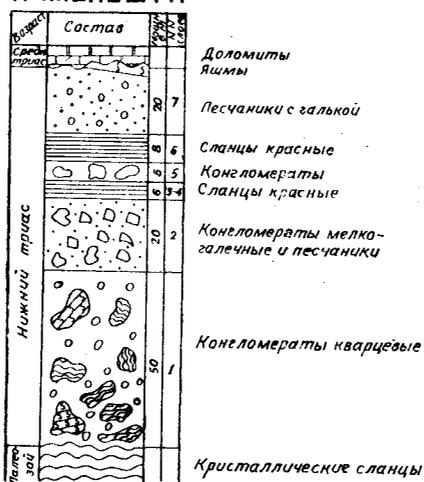
Следующая к югу группа обнажений триаса приурочена к центральным частям кристаллического массива. Сюда относятся выходы триаса у горы Петроса на правом склоне долины Белого Потока. Наиболее южные выходы триаса в Украинских Карпатах образуют полосу вблизи южной границы массива к югу от с. Деловое в бассейне ручья Кузя и на левом берегу долины Белого Потока.

Нижние части разреза триаса в пределах северной полосы лучше всего вскрываются в долине р. Тисы к югу от г. Рахова в ручьях, впадающих в Тису справа (Красный Плес и Каменный Поток). В ручье Красный Плес разрез триаса начинается с серых и красных брекчий, обломки которых сложены кварцем и кристаллическими сланцами. Мощность брекчии до 40 м. Выше располагаются розовые слюдястые и белые кварцевые песчаники мощностью 30—40 м. Затем следует толща красных сланцев, содержащих прослойки светло-серых песчаников, кварцитов и два прослоя серых и пестрых доломитизированных известняков мощностью 4 и 5 м. Эта толща условно, по аналогии с другими разрезами Румынских Карпат, относилась к верфену. В 1958 г. удалось обнаружить в красных сланцах обильную микрофауну: *Nodosaria* ex gr. *issleri* Frank, *N.* ex gr. *liratella* Tappan, *Marginulina* cf. *burgundae dentaliniformis* Frenzen, *Dentalina* ex gr. *communis* Orb., *Frondicularia* aff. *sulcata* Born., *Zenticulina* ex gr. *crepidula* (Ficht. et Möll.), *Eoguttulina* sp. (определения Г. П. Сосипатровой).

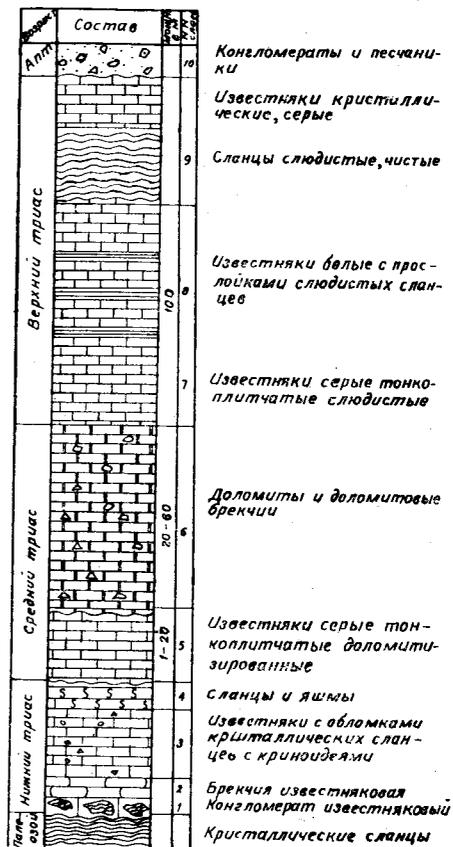
### РУДАРНЯ



### КАМЕНЕШТИ



### Г. СОЙМУЛ



Комплекс фауны оказался новым, неизвестным советским микропалеонтологам; часть форм в нем сходна с фораминиферами из триасовых отложений Арктики. Ряд форм имел большое сходство с формами, известными из юрских отложений и представляющими собой, по-видимому, новые виды. Общая мощность разреза красных сланцев превышает 200 м.

В верховьях ручьев Красный Плес и Красный встречены более высокие горизонты триасового разреза — известняки и доломиты среднего триаса. К северу от Красного Плеса на водоразделе между Тисой и Косовской в хуторе Рударня хорошо вскрываются те же отложения триаса. Здесь на красные сланцы, содержащие обломки палеозойских пород, вскрытые только канавами, по-видимому, трансгрессивно налегают доломиты и доломитизированные известняки серого цвета; в верхней части они брекчированы или превращены в доломитовую брекчию; вследствие размыва мощность доломитов очень непостоянна и колеблется от 2 до 25 м. Доломиты контактируют часто непосредственно с домезозойскими кристаллическими сланцами. Поверх доломитов располагаются светло-серые, иногда розовые или коричневатые массивные известняки, очень плотные. В этих известняках В. Н. Живлюк, Н. С. Расточинской и В. И. Славиным найдена фауна: *Pecten tetjuchensis* Kiran., *Aviculopecten* aff. *wissmanni* Munst., *Waldheimia* ex gr. *edlingeri* A s s. (определения Л. Д. Кипарисовой).

На основании этой фауны Л. Д. Кипарисовой было сделано предположение о верхнеладинском или нижнекарнийском возрасте известняков. Мощность известняков в районе Рударни не превышает 20 м, но, по-видимому, это далеко не полная мощность, так как известняки здесь размыты и на их неровной закарстованной поверхности залегают бокситы юрского возраста. В 1961 г. в известняках были обнаружены кораллы и мшанки плохой сохранности.

Наиболее полные, но, к сожалению, еще недостаточно изученные разрезы триаса в северной полосе Раховского массива имеются на склонах горы Кобыла, располагающейся в междуречье Косовской и Шопурки, и на горе Соймул, возвышающейся над левым берегом Тисы к юго-востоку от г. Рахова.

На горе Соймул триасовые отложения трансгрессивно залегают на домезозойских кристаллических сланцах. В основании их располагается известняковый конгломерат — брекчия, в котором галька состоит из кварца, зеленых хлоритовых и кварцево-слюдистых сланцев; цемент карбонатный. Вверх по разрезу количество цемента увеличивается и конгломерат постепенно переходит в серые с черными прослоями известняки. В известняках встречаются обломки брахиопод и многочисленные членики криноидей. В последнее время обнаружены мшанки мезозойского облика и фораминиферы. В верхней части толщи известняки становятся песчанистыми. Мощность конгломератов около 10 м, мощность известняков 20—30 м. Выше располагаются красные, зеленые и серые тонкоплитчатые кремнистые сланцы и яшмы (в последних встречаются радиоларии); мощность их 8 м.

Еще выше лежат серые тонкоплитчатые слегка доломитизированные известняки с чешуйками слюды. Мощность их непостоянна, с колебаниями от 1 до 20 м. Над ними залегают доломиты белые или голубовато-серые, массивные, часто полосчатые, фациально замещающиеся доломитовой брекчией. Доломиты сильно размыты, образуют красивые обрывистые формы рельефа, мощность их от 20 до 60 м, а по мнению В. Н. Живлюк и А. А. Денисевич, в отдельных участках даже превышает 100 м. Выше располагаются серые тонкоплитчатые известняки, содержащие прослой слюдистых сланцев. Мощность этой толщи

около 100 м. По мнению Л. Г. Ткачука и др. (1949), эта толща известняков и слюдястых метаморфизованных сланцев представляет собой более древние домезозойские образования, чешуйчато надвинутые на триас.

Судя по скудным остаткам фауны и сопоставлению с другими разрезами, отложения горы Со́ймул следует относить к среднему триасу, анизийскому ярусу в нижних частях разреза и ладинскому ярусу — в верхних.

В центральных и южных частях Раховского массива триасовые отложения выделяются только условно, они здесь значительно более метаморфизованы, чем на северном крыле. Фауна в них полностью



Рис. 16. Ручей Кузя. Доломиты. Фото А. И. Иванченко

перекристаллизована и поэтому определение их возраста связано с большими затруднениями.

Сводный разрез триаса здесь может быть представлен в следующем виде (снизу вверх):

- |   |           |
|---|-----------|
| 1. Конгломераты серые, кварцевые с прослоями песчаников . . . . .   | 5—10 м    |
| 2. Известняки серые, иногда темно-серые или даже черные, часто тонкоплитчатые кристаллические, с редкими прослоями хлоритово-серицитовых эпидотовых сланцев; известняки немые, если не считать члеников криноидей . . . . .   | ?         |
| 3. Филлиты зеленые мягкие хлоритово-серицитовые с эпидотом и кальцитом, иногда с тонкими прослоями известняков . . . . .  | 20 „      |
| Эти сланцы, так называемой кузинской свиты (толща 4), некоторыми геологами (Ткачук, Гуржий, 1957) относились к палеозою. По данным Н. П. Семеново (1960), их возраст в ручье Кузя определяется в 163—178 млн. лет. Он полагает, что это более древние, домезозойские сланцы, которые были выдвинуты в юрское время, а юрский возраст фиксирует время диастрофизма. Л. К. Курячий считает возраст сланцев кузинской свиты древнемезозойским на основании установленного трансгрессивного залегания этой свиты на нижележащих породах метаморфического комплекса и перекрытии ее карбонатными породами среднего триаса. |           |
| 4. Доломиты серые, желтые, массивные, тонко-микрослойные или брекчиевидные, иногда доломитовые брекчии. Часто доломиты соприкасаются непосредственно с палеозойскими сланцами, но точно установить в этих случаях тип контакта (трансгрессивный или тектонический) не удается (рис. 16) . . . . .   | 100—170 „ |
| 5. Известняки белые плотные, рассеченные жилками кальцита (верховья Белого Потока), по-видимому, аналогичные известнякам Рударни . . . . .  | ?         |

6. Толща черных, темно-серых, иногда белых мраморизованных известняков, как правило, тонкослоистых, перемежающихся с глинистыми сланцами, вследствие метаморфизма превращенными в слюдисто-хлоритовые сланцы . . . . . 200 м  
Покрываются триасовые известняки известняками верхней юры, также сильно метаморфизованными.

Северо-западнее Раховского массива, в Мармарошской зоне, триасовые отложения вскрываются в бассейне р. Б. Угольки в сильно залеженном и труднодоступном районе. Сводный разрез триаса в этом районе имеет (снизу вверх) следующий вид:

1. Песчаники светло-серые с галькой кварца. В верхней части песчаники красные, содержат прослой и пачки красных сланцев . . . . . свыше 40 м
2. Толща диабазовых порфиритов и их туфов, содержащая в нижней части прослой красных сланцев, в верхней — прослой и линзы песчаников . . . . . до 200 „
3. Горизонт красных и зеленых яшм и яшмовидных сланцев . . . . . 3—5 „
4. Известняки темно-серые тонкослоистые, слюдистые, содержащие прослойки черных сланцев . . . . . ?
5. Мраморы голубовато-серые крупнокристаллические часто полосчатые . . . . . 10—15 м

В разрезе триаса р. Б. Угольки определяемой фауны не было обнаружено, поэтому стратиграфическое расчленение ведется по аналогии с Раховским массивом: песчаники и красные сланцы относятся к нижнему триасу, вулканогенная толща, яшмы и тонкоплитчатые известняки — к среднему триасу, а голубые мраморы — к верхнему триасу.

В восточной части Украинских Карпат, в Чивчинских горах, разрез триасовых отложений следующий (снизу):

1. Конгломераты, состоящие из гальки кварца и кристаллических сланцев . . . . . до 10 м
2. Песчаники белые и красные с прослоями сланцев . . . . . „ 20 „  
Интересно отметить, что в ряде мест конгломераты триаса трансгрессивно ложатся на пестроцветную пачку перми, очень похожую по облику на пестроцветы нижнего триаса.
3. Известняки серые и темно-серые, часто доломитизированные . . . . . 10—30 „  
В самое последнее время (1963 г.) В. И. Славиным в них в ряде мест обнаружены пелециподы — *Myophoria costata*, *Gervilleia socialis* (определения Л. Д. Кипарисовой), свидетельствующие о кампильском возрасте известняков. В этих же известняках встречена *Myophoria* cf. *laevigata*, обнаруженная П. Д. Букатчуком (1959).
4. Толща (трансгрессивно лежащая) светло-серых, розовых и белых известняков и пестрых известняковых брекчий, по фауне пелеципод и брахиопод относимая к анизийскому ярусу . . . . . 30—40 „
5. Доломиты темно-серые, полосчатые, плотные . . . . . до 40 „
6. Толща доломитовых брекчий фациально замещающая доломиты и переслаивающаяся с ними . . . . . до 40—50 „  
В основании доломитов иногда встречается конгломерат с галькой анизийских известняков.
7. Известняки светло-серые, массивные и слоистые с фауной брахиопод и кораллов ладинского возраста . . . . . 40 м

Наиболее молодые карнийские отложения обнаружены в 1963 г. только в одном из притоков р. Сарата. Они представлены розовыми и серыми слоистыми известняками, содержащими линзы и желваки кремней. Фауна *Halobia* свидетельствует о карнийском возрасте. Мощность (видимая) 10 м.

Таким образом, разрез триаса Чивчинских гор можно расчленить следующим образом: песчаники, конгломераты и черные известняки с *Myophoria* следует относить к нижнему триасу, светлые известняки, известняковые брекчии и доломиты — к среднему и розовые и серые известняки с кремнями — к верхнему.

Все триасовые отложения Карпат являются мелководными морскими осадками. Среди отложений нижнего триаса часть красноцвет-

ных отложений следует относить к лагунным или континентальным осадкам. Находка фораминифер в сланцах Красного Пlesa заставляет эти отложения считать морскими. Вполне возможно, что в конце нижнего триаса и в среднем триасе в период отложения тонкоплитчатых известняков и яшмовидных пород где-то поблизости имели место подводные вулканические излияния, обогащавшие бассейн кремнеземом, способствующим формированию яшм и яшмовидных пород.

В самом начале триасового периода территория Украинских Карпат представляла собой горную, сильно расчлененную, страну. Трансгрессия моря распространялась с юго-востока. Нижнетриасовое море было мелководным и территория Украинских Карпат представляла собой его прибрежную часть, скорее всего узкий залив. Судя по увеличению мощности конгломератов и появлению красных брекчий на юге Раховского массива снос обломочного материала шел с юго-востока, с осевых зон Мармарошского массива, где располагалась суша.

В самом конце нижнего триаса, а может быть в среднем триасе море несколько углубляется, в это же время происходит активная вулканическая деятельность. В среднем триасе наблюдается регрессия моря, а затем во вновь наступившем море отлагаются мелководные осадки: доломиты, доломитовые брекчий и известняки. В конце триаса происходит общая регрессия и устанавливается на территории Украинских Карпат континентальный режим.

Практическое значение триасовых отложений определяется тем, что доломиты могут использоваться как сырье для цементной, содовой и металлургической промышленности. В карстовых карманах среднетриасовых известняков и доломитов на Раховском массиве и в Чивчинских горах встречаются маломощные и убогие по содержанию глинозема линзы бокситов. В южной полосе Раховского массива среди отложений триаса наблюдаются участки, обогащенные фосфором. Не исключена возможность обнаружения в отложениях нижнего триаса (по аналогии с зарубежными районами) месторождений меди, молибдена и целого ряда других ценных руд. Это является дальнейшей задачей изучения триасовых толщ.

### **ЮРСКАЯ СИСТЕМА**

Юрские отложения в пределах Украинских Карпат представляют большой интерес как с теоретической, так и с практической точки зрения. Почти вся основная масса их (цветные мраморовидные известняки) является хорошим сырьем для поделочных работ, хорошо полируется. Кроме того, с ними связаны такие полезные ископаемые, как бокситы, полиметаллы, фосфориты и др.

Они обнажаются главным образом в пределах Закарпатской области, а также в Чивчинских горах и в Северной Буковине. Юрские отложения имеются и в Предкарпатском краевом прогибе, где они вскрыты буровыми скважинами и местами достигают мощности свыше 1000 м.

В Закарпатской области выходы их приурочены к двум параллельно прослеживающимся полосам, располагающимся в пределах Мармарошской и Утесовой зон. В южной полосе (Утесовой зоне) они наблюдаются от пос. Перечина до р. Тересвы (рис. 17), в северной (Мармарошской зоне) от с. Долгое до Раховского массива, а также заходят и на массив. В Восточном Закарпатье параллельно этим двум полосам намечается третья полоса выходов юры, прослеживающаяся от р. Черной Тисы через г. Петрос, вдоль правого берега р. Белой Тисы.

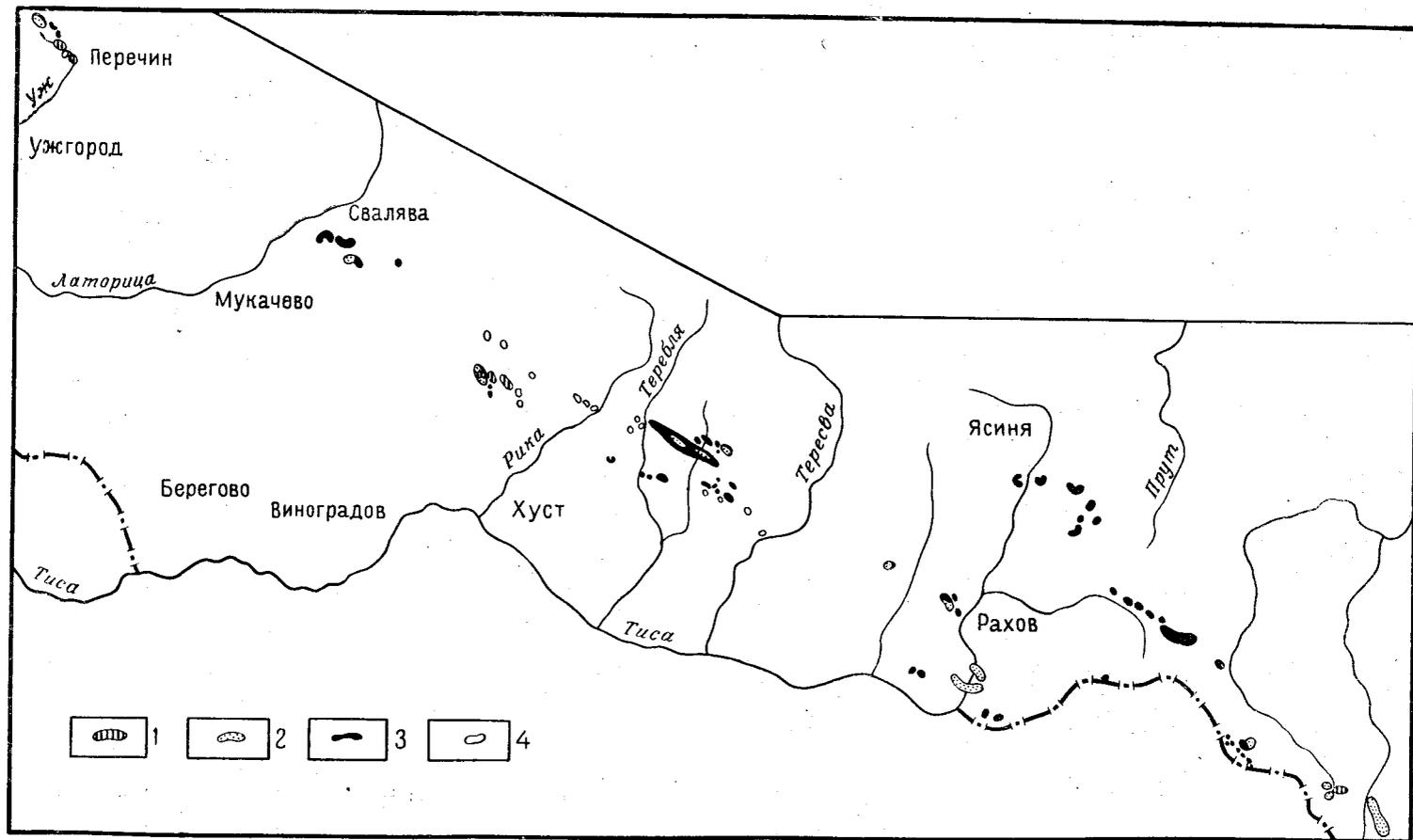


Рис. 17. Схема распространения выходов юрских отложений в Украинских Карпатах. Составил В. И. Славин  
 1 — лейкасовые отложения; 2 — доггер-кимериджские отложения; 3 — титон-нижеваланджанские отложения; 4 — крупные глыбы юры среди более молодых отложений

Юрские отложения Закарпатской области впервые были описаны Ф. Хауером (Hauer, 1858). Он описал также верхнеюрскую фауну, найденную им в известняках Свалявы и Долгого. Брахиоподы, обнаруженные Ф. Хауером в известняках с. Приборжавское в 1881 г., были определены Ф. Шайнохой (Szajnocha, 1881) как верхнебатские — келловейские. В 1874—1877 гг. А. Гезелл в зеленых известняках Раховского массива встретил аммониты, которые значительно позднее были определены Л. Лоци как *Perisphinctes brevis*, *P. stenocicloides* Siem.

Достаточно подробное описание известняков верхней юры Ясинской полосы произвел Г. Запалович (1886а), выявивший отложения титона как в карбонатной, так и в эффузивной фации, причем он считал, что известняки были здесь вынесены на поверхность в процессе извержения вулканов. Этим же взглядов значительно позднее придерживались чешские геологи А. Матейка и Л. Зеленка (Matejka, Zelenka, 1932).

Все приведенные выше данные, полученные в период изучения, позволили говорить о достаточно широком развитии юрских отложений, но никакой стройной стратиграфической схемы юры на основании их составить было невозможно.

Второй период изучения юрских отложений относится ко времени работ чешских, а затем венгерских геологов. Из чешских исследователей только А. Матейка и Д. Андрусов проводили работы по изучению мезозоя. Они в ряде работ (Матейка, 1929; Матейка, Андрусов, 1930; Андрусов, 1931, 1936а, 1945) описывают мезозой южной полосы в районе Новоселицы — Свалявы и других пунктах, выделяя в эре этой зоны две фации — пенинскую (более глубоководную) и субпенинскую, но, будучи приверженцами гипотезы «клиппенов», объясняют наличие здесь различных фаций только тектоническими причинами. А. Матейка и Д. Андрусов (1930) выделили лейас, доггер, нижний мальм и титон. Недостатком в работах этих авторов явилось скудное палеонтологическое обоснование. Все стратиграфическое расчленение строилось на сравнении с разрезами Западных Карпат. Естественно, что такой метод мог нередко приводить к ошибкам; те песчаники, которые относились А. Матейкой и Д. Андрусовым к лейасу, оказались аптскими; глины, относимые ими к доггеру, датируются теперь как альбские; некоторые известняки, бесспорно причисляемые ими к титону, оказались валанжинскими и т. п. Заслугой чешских геологов явилось то, что они указали на большое разнообразие юрских отложений Закарпатья как в возрастном, так и в фациальном отношении и этим самым привлекли к ним внимание.

В этот период юрские отложения были выявлены З. Паздро в Чивчинских горах. По аналогии с разрезами Румынии З. Паздро (1934а) выделил лейас, доггер и келловей-оксфорд, но палеонтологически, и то очень слабо (одним белемнитом), он обосновал только лейас.

Венгерские геологи, работавшие в Закарпатья во время Великой Отечественной войны, не занимались изучением юрских отложений. Они полностью приняли схему деления чешских исследователей.

Таким образом, к началу советского периода изучения Карпат, стройной, палеонтологически обоснованной стратиграфической схемы деления юры разработано не было, не только ярусы, но и отделы были выделены условно.

С 1945 г. начался новый период в изучении юры.

В 1947 г. впервые в истории изучения мезозоя Украинских Карпат была поставлена Карпатским институтом (КарНИГИ, г. Борислав) специальная тема по стратиграфии юры.

В развитии представлений о юрских отложениях в последний период изучения можно наметить следующие этапы.

В 1945 г. В. И. Славиным и Н. С. Филимоновой палеонтологически доказаны лейасовые отложения в с. Приборжавское и на Раховском массиве выявлены юрские отложения в северной полосе (Славин, 1950а). В 1946 г. было высказано предположение об автохтонном положении большинства юрских отложений и, таким образом, поставлена под сомнение клиппеновая гипотеза (Муратов, 1947б; Славин, 1947б). В этом же году было описано много ранее неизвестных обнажений, в том числе и в северной полосе, намечены фациальные различия титонских отложений (Славин, 1953б).

В. И. Славиным и В. Н. Живлюк в 1947 г. были детально изучены фашии верхней юры в междуречье Тересвы и Боржавы и палеонтологически доказан верхний лейас в овраге Жубраковском.

В 1948 г. был доказан келловей на Раховском массиве, расчленены лейасовые отложения в Перечине и изучены верхнеюрские отложения в Ясинской полосе и в районе Красной Путны.

В 1949 г. были детально расчленены юрские отложения Раховского массива, выявлена свальявская фашия и произведено на основании фауны расчленение титона (Славин, 1953б).

В 1954 г. И. Д. Гофштейн выделил нижний лейас в Чивчинских горах в совершенно иной фашии — красных комковатых известняков. В 1956 г. он обосновывает среднеюрский возраст некоторых известняков Новоселицкого карьера в Перечинском районе.

В 1958 г. В. И. Славиным обнаружен и палеонтологически обоснован домерский возраст толщи глин в карьерах Перечина и Приборжавского.

В 1960 г. Л. К. Курячому и В. И. Славину удалось палеонтологически обосновать нижний лейас на Раховском массиве.

Таким образом, в настоящее время среди юрских отложений выделяются\*: отложения синемюра, плинсбаха, тоара и аалена, нижнего байоса, келловей, оксфорда, кимериджа, нижнего и верхнего титона, а также целый ряд фаший, особенно четко выявленных для верхнеюрских отложений.

**Закарпатская область.** Наиболее полные разрезы юрских отложений известны в западных частях южной полосы выходов — в районе пос. Перечина и с. Приборжавского. Сводный стратиграфический разрез юры в с. Приборжавском представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Глины темно-серые мергелистые, довольно мягкие с прослоями песчаников и мергелей, с гнездами пирита и линзочками лимонита, с фауной: *Arietites bucklandi* Sow., *Arietites* sp. ex gr. *A. coiratissimus* Quenst., *Gryphaea arcuata* Linne, *G. obliquata* Sow., *Cardinia hybrida* Stutch., *Arcomya* sp., *Chlamys* ex gr. *textorium* Schl. и др. . . . . 20—30 м
- Вся эта фауна свидетельствует о нижнем отделе юры и характеризует букляндовую зону нижнего подъяруса синемюрского яруса.
2. Белые и серые раковинистые известняки . . . . . 0,5 ..
3. Мергели серые, местами пятнистые, переслаивающиеся с серыми глинами. В мергелях обнаружены: белемниты — *Passalothoeuthis* cf. *apicicuroata* Bl., *P.* cf. *milleri* Phill., *Hastites* cf. *charmothenensis* Mill., *H.* cf. *justiformis* Larg., *Mannobelus* sp., *Argelothoeuthis* sp. (определения Г. Я. Крымгольца); аммониты — *Phylloceras* sp., *Rhalophyllites* sp. ex gr., *Rh. quadrii* Fuc., *Oxynoticeras* cf. *perueri* Andr., *Leptaleoceras* sp., *Echinoceras ophioides* Fuc., *Echioides raricostatum* Bayeu и др. (определения В. И. Славина), а также брахиоподы — *Spiriferina alpina* Orr., *Rhynchonella* cf. *retusifrons* Orr., *Lima* sp. (определения О. И. Никифоровой и Б. С. Кокошинской) и пелециподы . . . . . 9 м

\* С учетом схемы, опубликованной в «Советской геологии» № 6 за 1963 г.

Вся найденная фауна в пачке 3 довольно убедительно свидетельствует о синемюрском возрасте и отвечает зоне с *Echioceras rericostatus* верхнего лотарингского подъяруса. Вполне возможно, что верхняя часть свиты соответствует плинсбаху.

- |  |         |
|--|---------|
| 4. Известняки серые, плотные с редкими прослоями мергелей . . . . .  | 15—20 м |
| 5. Глины чёрные пластичные с обломками белемнитов, характерных для верхнего домерского подъяруса плинсбаха . . . . . | 4 м     |

Верхи нижней юры в районе с. Приборжавского лучше всего обнажены по оврагу Жубраковскому. Там наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

- |  |         |
|--|---------|
| 1. Известняки лиловато-зеленовато-серые, среднезернистые, с неоднородной окраской, тонкостолстые (10—15 см), мраморизованные, с члениками криноидей, белемнитами <i>Holcobelus tscheyemisi</i> Krimh., <i>H. cf. blainvillei</i> Voltz., <i>H. cf. deschayesi</i> Mayer., <i>Aptychus</i> sp., <i>Lima</i> sp. и др. . . . .   | 6.5 м   |
| 2. Известняки светло-розовато-серые, плотные, с линзами до 0,05 м голубовато-серого кремня . . . . .   | 40—50 „ |
| 3. Известняки лиловато-зеленовато-серые, иногда с розовым оттенком, плотные, слоистые, песчаные. Наблюдается мелкая плохо окатанная галька кварца молочно-белого или розового цвета, известняка серого, сильно выветрелого, хлоритовых сланцев. Размер гальки кварца до 0,5 см, известняка до 2 см. Изредка встречаются линзы и желваки кремней. В слое встречена фауна: <i>Holcobelus cf. blainvillei</i> Voltz., <i>Aptychus</i> sp. . . . . | 5—6 „   |
| 4. Песчаники серые, в свежем состоянии голубовато-серые мелкозернистые, сильно известковистые . . . . .  | 2 м     |

На основании определения белемнитов Г. Я. Крымголец считает возраст описанных известняков ааленским.

Таким образом, в овраге Жубраковском вскрывается та часть разреза нижней (а может быть средней) юры, которая в с. Приборжавском и обнаружена слабо и представлена в несколько отличной фации (красные известняки и глины с морскими лилиями и обильной фауной фораминифер).

Верхнеюрские отложения лежат на нижней и средней юре трансгрессивно. Разрез их представляется в следующем виде (снизу вверх):

- |  |         |
|--|---------|
| 1. Известняки крупнозернистые, белые, криноидные с многочисленной фауной— <i>Avicula subcostata</i> Rœm., <i>Pecten cf. articulatus</i> Schl., <i>Pygope bouci</i> , <i>Terebratula buckmani</i> Dav., <i>T. aff. simplex</i> Buckm. (бат—келловой) . . . . .  | 10—25 м |
| 2. Известняки крупнокристаллические, розовые, криноидные с включениями мелкой, слегка окатанной гальки светло-серого и прозрачного кварца, приуроченного также к верхним частям слоя. На противоположном склоне горы Вапняной также в верхних частях слоя наблюдается линза конгломерато-брекчии, состоящая из угловатых обломков буровато-красного криноидного известняка и белого, слегка кремнового, плотного известняка. Мощность линзы невелика—4—6 см, по простиранию брекчии переходит в белый, слегка кремновой, плотный известняк с черными ветвящимися образованиями типа фукоидов. В известняке встречены колониальные кораллы и мшанки. Под микроскопом известняки этого слоя почти сплошь состоят из обломков члеников криноидей, в большом количестве в них также встречаются обломки раковинок фораминифер (оксфорд-кимеридж) . . . . . | 5—8 м   |
| 3. Известняковый конгломерат розовый и зеленовато-серый, чередуется с конгломератовидными известняками с многочисленной фауной: <i>Aptychus didayi</i> Sog., <i>Phylloceras</i> sp., <i>Luxoceras</i> и др. . . . .  | 10 „    |
| 4. Известняки белые, плотные, фарфоровидные, иногда розовато-кремновые с многочисленной фауной: <i>Phylloceras</i> sp., <i>Calliphylloceras (Ptychophylloceras) ptychoicum</i> Quenst., <i>Lytoceras quadrisulcatum</i> Opp., <i>Haploceras tithonicum</i> Opp., <i>Neolissoceras grassi</i> Orb. и др. (титон-валанжин) . . . . .   | 22 м    |

Таковы юрские отложения в бассейне р. Боржавы. Этот тип разреза в общих чертах сохраняется для всей южной зоны.

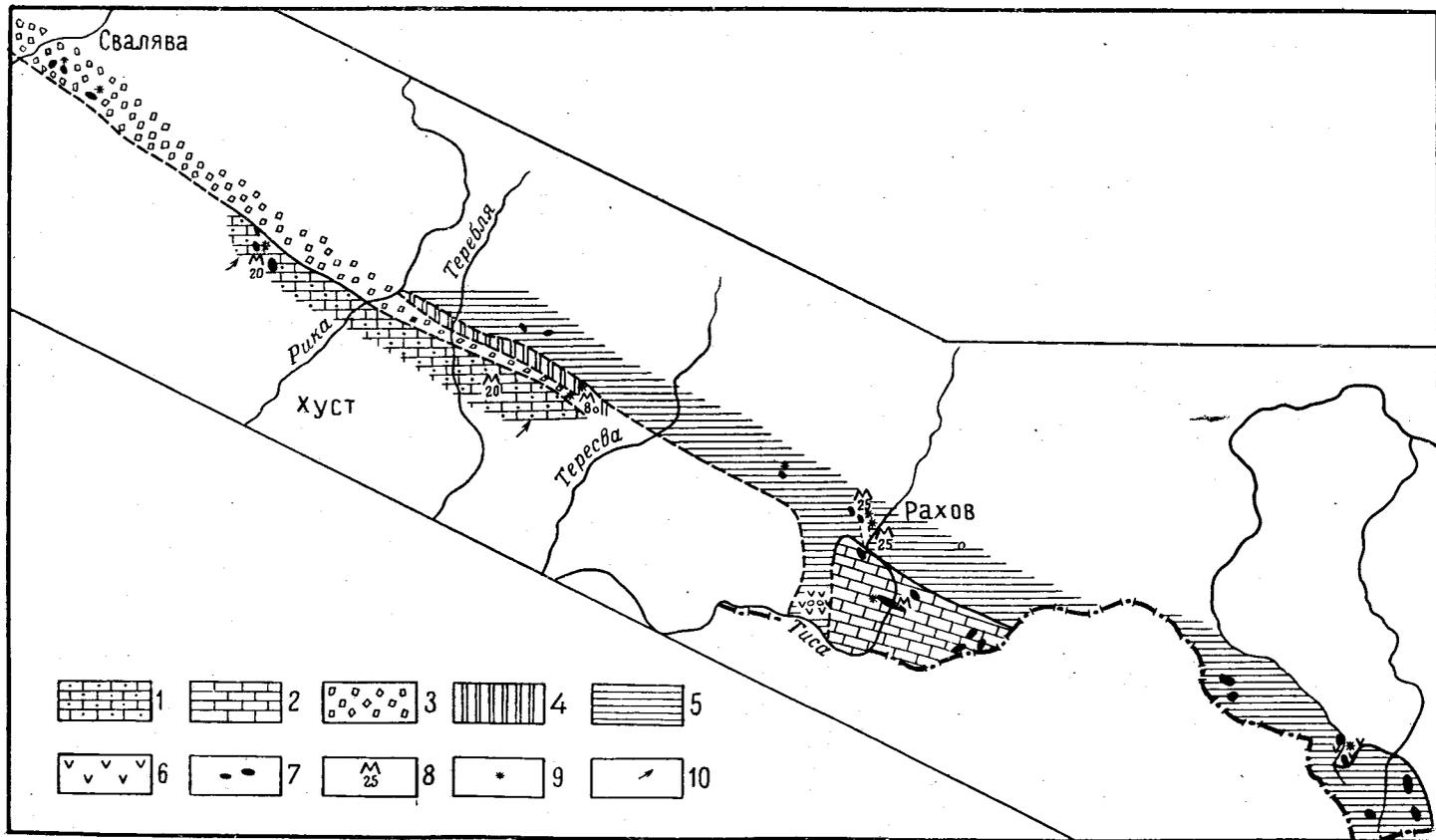


Рис. 18. Схема фаций оксфорд-кимериджа. Составил В. И. Славин

Каменецкая зона: 1-3 — известняки (1 — тонкозернистые, 2 — криноидные, 3 — брекчиевые). Тиссальская зона: 4 — известняково-кремнистые отложения. Каменелинская зона: 5 — яшмы и яшмовидные сланцы; 6 — вулканогенные породы; 7 — места обнажений оксфорд-кимериджа на поверхности; 8 — мощности в метрах; 9 — местонахождение фауны; 10 — направление сноса

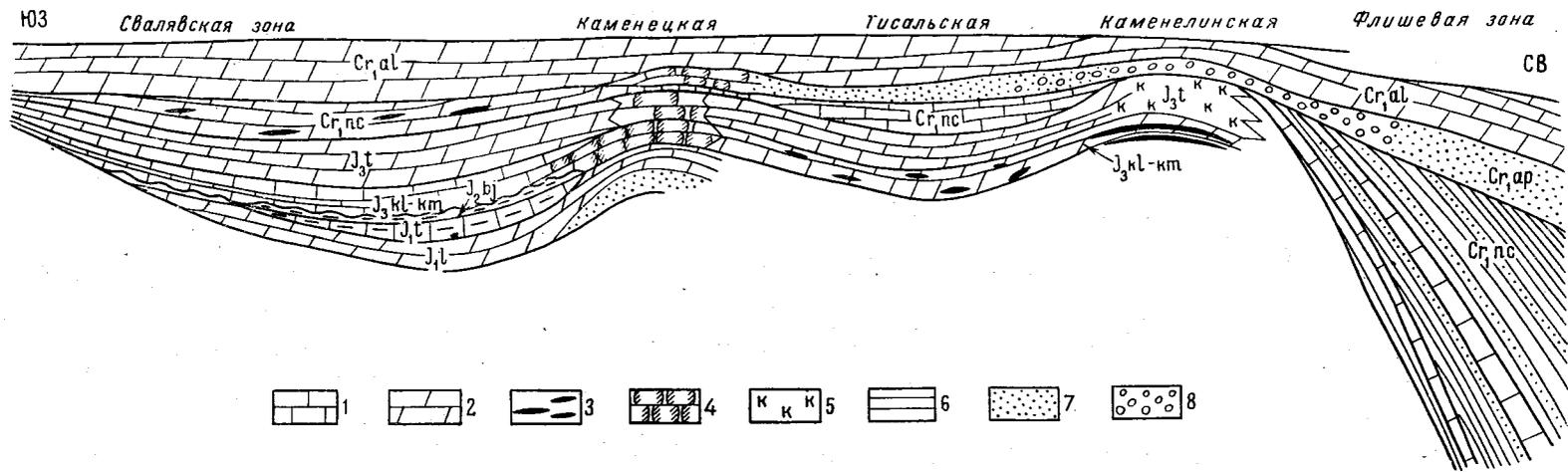


Рис. 19. Схематический фациальный профиль юрских и нижнемеловых отложений через западную часть Закарпатья. Составил В. И. Славин

1 — известняки; 2 — мергели; 3 — кремни и яшмы; 4 — брекчиевидные известняки и известняковые брекчии; 5 — коралловые известняки; 6 — аргиллиты; 7 — песчаники; 8 — конгломераты

Совершенно иными фациями характеризуется разрез юрских отложений северной полосы — Мармарошской зоны (Каменелинская фациальная зона, рис. 18, 19), в междуречье Теревбли, Угольки и Лужанки. На водоразделе рр. Б. Угольки и Лужанки был описан следующий разрез (снизу вверх):

- |   |      |
|---|------|
| 1. Конгломерато-брекчия; состоит из угловатых обломков светло-серого мрамора, сцементированного карбонатно-слюдистым цементом (нижняя юра). Конгломераты налегают здесь непосредственно на палеозой. Мощность видимой части . . . . . | 15 м |
| 2. Известняки темно-серые тонкозернистые, пронизанные многочисленными пересекающимися кальцитовыми прожилками (мощность от 1 м до 3—4 см). Видимая мощность . . . . .   | 40 „ |
| 3. Известняки темно-серые (трансгрессивно налегающие), иногда пятнистые, плотные, в отдельных участках тонкозернистые. Содержат много криноидей, кораллов одиночных и колониальных и, реже, брахиопод (рис. 20) . . . . .             | 41 м |

Кораллы из известняковой пачки 3 были описаны А. И. Золкиной. Здесь определены: *Myriophyllia* sp., *Pseudomonotrypa auzunuzeni* Resch., *Astrocoenia* sp. ex gr. *A. crassoramosa*, *Orbicella* cf. *travisensis* Wills., *Eugura* sp., *Diceras* sp. и др. (верхняя юра). В ряде мест Мармарошской зоны коралловые известняки заменяются известняковыми брекчиями, состоящими из обломков тех же коралловых известняков, а иногда известняков триаса. Между пачками 2 и 3 описанного разреза иногда оказывается пласт красных и зеленых яшм с радиоляриями, отвечающий по возрасту оксфорду — кимериджу.

Таково в общих чертах строение юрских отложений Мармарошской зоны. Как видно из изложенного, здесь палеонтологически удается доказать только верхнюю юру; чему соответствует нижняя свита в разрезе северной полосы — сказать определенно пока нельзя. С одной стороны, тесная связь нижней свиты с известняками титона приближает ее возраст к верхнеюрскому, но этому как будто бы противоречит более сильная метаморфизация нижней свиты, чем может



Рис. 20. Коралловые известняки каменелинской фации в ручье Каменели. Фото В. И. Славина

быть и объясняется полное отсутствие фауны в данных породах.

Таким образом, разрезы юрских отложений северной и южной полос резко отличаются друг от друга. Но интересно отметить, что между ними есть переходные фации — это фации Тиссальской промежуточной зоны. В оксфорд-кимеридже и в титоне здесь отлагались зеленые тонкоплитчатые известняки с линзами и прослоями кремней с очень бедной фауной аптихов и аммонитов. В районе ручья Тиссало (правый приток р. Лужанки — район с. Новоселица) разрез этих отложений представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Переслаивающиеся зеленые, серовато-розовые и пятнистые (лилово-красные с зелеными пятнами) мелкокристаллические известняки.

- Встречаются отдельные слои тонкоплитчатых красных мелкозернистых известняков с тоненькими прослойками (0,5—1 см) мергелей зеленого и красного цвета. В этих красных известняках часто находятся полосчатые аптихи *Punctaptychus punctatus* Vol., *P. formatypica* Trauth (определение М. В. Муратова) и обломки белемнитов *Hibolites* cf. *gerardoti* Log., *H.* cf. *pressulus* (определение Г. Я. Крымгольца). В верхней части пачки — прослой белых, плотных мергелистых известняков. Имеются линзы кремней красной и серой окраски. Видимая мощность толщи примерно
- 10—15 м
2. Известняки тонкоплитчатые пятнисто-зеленые, местами красные мелко- и среднезернистые, плотные с раковистым изломом, с линзами и прослойками кремней красного цвета (мощность 0,5—4 см). В этом слое обнаружен *Inoceramus* sp.
- 8 „
3. Известняки светло-серые, почти белые, плотные, однородные, мергелистые, с кремнями в виде линз и округлых включений светло-серого и темно-серого (до черного) цвета от 0,5 до 6—8 м мощностью. В верхних частях наблюдается несколько прослоев буровато-серых аргиллитов мощностью от 3 до 15 см с линзочками известняков. Сравнительно редко встречаются остатки микрофауны в виде колечек, замкнутых и разорванных (размером 0,3 мм), определенные В. И. Славиним, как *Calpionella alpina* Log.
- 8—9 м
4. Известняки плотные пятнистые неравномерной окраски, местами полосчатые или брекчированные. В шлифе встречены многочисленные обломки кремнистых фораминифер — *Calpionella* sp., радиолярий, а также спикулы губок и обломки пелеципод(?), заполненные перекристаллизованным кальцитом
- 2—3 м

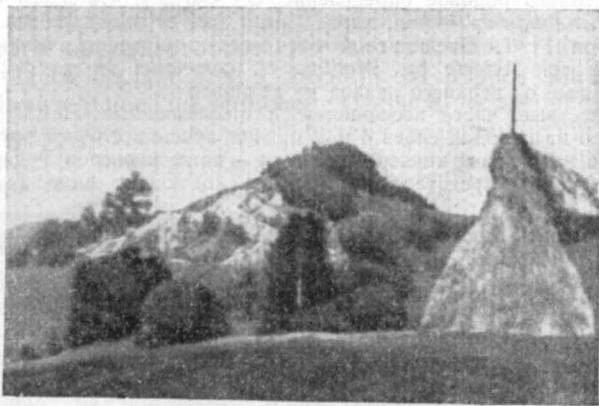


Рис. 21. Карьер Большой Каменец. Известняки верхней юры. Фото В. И. Славина

В 2 км к югу от тиссальского разреза на горе Большой Каменец (рис. 21) располагается прекрасное обнажение юрских отложений уже в южной полосе (каменецкая фация). Правда, здесь в отложениях кимериджа среди известняков встречаются кремни, характерные для кимериджа тиссальской зоны, но все же характер остальных отложений выражен типичной фацией полосы.

Таким образом, среди юрских отложений Западного и Центрального Закарпатья намечается ряд фациальных зон — каменецкая, тиссальская и каменелинская, особенно четко выявляемые в верхней юре (см. рис. 18, 19).

Значительный интерес и своеобразие представляют юрские отложения Раховского массива, уцелевшие от эрозии в нескольких пунктах северного крыла массива (Рударня, Каменный Поток).

На Рударне, на неровной поверхности известняков и доломитов триаса, резко несогласно залегает горизонт бокситов и бокситоносных пород, имеющих следующий разрез:

1. Глины светло-желтые и зеленоватые, охристые, мягкие, сланцеватые. Состоят из бейделлита, встречаются мелкие зерна кварца, халцедона и гидрогетита 0—0,3 м
2. Глины постепенно переходят в желтовато-бурые бокситы, имеющие криптокристаллическую колломорфную структуру и состоящие из диаспора, гидрогетита, хлорита и минералов каолиновой группы. В шлифах видна оолитовая структура ?
3. Бокситы каменные красно-буро-шоколадные, яшмовидные состоящие из диаспора, каолинита и гидрогетита; по трещинкам — выделение хлорита 0,1—1,5 ..
4. Глины сланцеватые, мягкие, зеленовато-бурые, сильно хлоритизированные, железисто-песчанистые, содержат многочисленную фауну мелких пелеципод очень плохой сохранности. Из многих десятков экземпляров Г. Т. Пчелинцева смогла определить лишь *Nucula cf. variabilis* Sow., *N. cf. ornata* Quenst, *Nucula* sp., формы, характерные для верхнего лейаса 0—1 ..
5. Бокситы красные и буровато-красные, слоистые, мягкие, имеют брекчиевидную-комковатую текстуру. Возможно, это перемытая толща. Обнажаются линзами только в карьере № 1 0,1—0,6 ..
6. Известняково-песчано-глинистая толща. Известняки темно-серые, песчаные, плотные, мелкозернистые 1—2 ..
7. Песчаные известняки и серые известковистые песчаники, чередующиеся с редкой галькой кварца и темно-серые тонкослоистые, сильно слюдяные, известковистые аргиллиты с редкими конкрециями лимонита. В нижней части слоя обнаружены белемниты, но несмотря на огромные сборы их (около 100 штук) сохранность внешней поверхности форм настолько плоха, что Г. Я. Крымголец смог дать некоторым из них только родовое определение. Он считает, что здесь присутствует *Mesoteuthis* sp. — род, характерный для верхнего лейаса. Из этого же слоя Г. Т. Пчелинцевой определены: *Limea cf. duplicata* Sow., *Pecten* sp., *Astarte* sp., *Modiola cf. consdallei* Mог., формы, распространенные от верхнего лейаса до келловей 10 ..
8. Известняки пестрые, часто песчаные и ожелезненные. Лежат они трансгрессивно на породах слоев 4 и 5, причем лучше всего эти породы обнажаются в небольшом карьере на шоссе — ниже карьеров Рударни. Разрез этих пород представлен здесь в следующем виде (снизу вверх):
  - а) конгломераты розовато-серые мелкогалечные известняковые. Цемент песчаный 1 ..
  - б) известняки, красные и розовые криноидные, тонкослоистые с прослоями красных известняковых конгломератов. В известняках — фауна пелеципод и брахиопод плохой сохранности 1 ..
  - в) известняки серые и темно-серые слегка брекчиевидные с многочисленной фауной брахиопод: *Entolium* sp., *Lingula* sp., *Rhynchonella* aff. *almanica* Roll., *Terebratula* aff. *punctata* Sow., *Leilleria monbizotensis* Roll. и др. Структура обломочная, порода состоит из обломков фауны, окатанных зерен того же известняка, мелких угловатых зерен кварца 1 ..
  - г) известняки темно-серые, тонкослоистые с белыми кальцитовыми прожилками (келловей) 0,5 ..
  - д) кремнистые породы, залегающие несогласно на нижележащих; состоят из чередующихся тонких пластов зеленых и красных яшмовидных кремнистых сланцев, иногда это радиоляриты, так как в шлифах видно, что они почти нацело состоят из раковин радиолярий. В отдельных прослоях встречаются глинисто-кремнистые аргиллиты, а иногда туфогенно-кремнистые сланцы ожелезненные, но с различными лейстами плагиоклазов (оксфорд-кимеридж) 20—30 м

Верхние части разреза юры хорошо вскрываются к востоку от Рударни в 1—1,5 км в ручье Каменный Поток, где разрез претерпевает сильные фациальные изменения и представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Порфириты и мандельштейны красные и зеленые, пятнистые, с миндалинами кальцита, с прослоями и линзами серого и розовато-серого известняка . . . . . свыше 200 м

2. Диабазовые порфириды красные и лиловые, рассланцованные, с хорошо различимыми белыми вкрапленниками плагиоклаза, перемежаются с зелеными и красными туфосланцами . . . . . свыше 200 м
3. Известняки серые и розовато-серые, плотные пелитоморфные массивные, с раковистым изломом. В основании слоя встречается конгломерат мелкогалечный с прослоями красных сланцев. Галька состоит из серого известняка, реже кристаллических сланцев . . . . . 10—12 „
4. Сланцы красные туффитовые, перемежающиеся с линзами зеленых кремнистых сланцев очень плотных, и линзами красновато-серых плотных известняков, а также серых песчаных известняков с криноидеями. В известняках встречаются гастроподы и пеллециподы плохой сохранности. В. Ф. Пчелинцевым определена *Nerinella* sp., сходная с лужитанскими формами Кавказа. В последнее время здесь найдены многочисленные мшанки и кораллы также верхнеюрского облика (слой 1—4 — оксфорд) . . . . . 30 „
5. Конгломерат пестрый, красно-зеленый. Галька состоит из красных порфиритовых туфосланцев, серого известняка, который в свою очередь содержит обломки лавы, туфа и порфирита. Цемент породы туффитовый, богатый слюдой. Породы подвергались сильному сжатию, в связи с чем вся галька уплощена, а порода, в целом рассланцована. В одной из галек известняка обнаружены следы кораллов (титон) . . . . . 5—10 м
6. Толща черных и серых известняков и аргиллитов неокома.

Весь этот известняково-вулканогенный разрез, по всей вероятности, соответствует по возрасту кремнистой свите рударненского разреза, чему не противоречат и найденные в слое 4 гастроподы.

Южнее, в центральной части Раховского массива, в синклинальной структуре, разрез юрских отложений резко отличается от вышеописанных. По-видимому, здесь была более удаленная от берега зона, испытывавшая более значительное прогибание. Причем, если фации северного склона массива можно параллелизовать с каменилинскими, то фации этой зоны придется сравнивать с тиссальскими, но только, очевидно, здесь обнажены отложения центральной части Тиссальского прогиба, описанные ранее в районе ручья Тиссало.

Послойное описание разреза этих отложений в потоке Довгорунь, произведенное В. И. Славным в 1960 г., дает следующую последовательность (снизу вверх):

1. Песчаники серые слюdistые, известковые, пудинговые, с мелкой галькой белого кварца, в отдельных линзах песчаники грубозернистые или даже гравелиты. Залегают этот слой резко трансгрессивно на слюdistых сланцах палеозоя—протерозоя . . . . . 20 м
2. Известняки лиловато- и зеленовато-серые, песчанистые, криноидные, слюdistые, изредка встречается мелкая галечка кварца, кристаллических сланцев, красноватых известняков. В известняке найдены кораллы из семейства *Astracidae*. В этих же известняках найдены гематито-лимонитовые тела, служившие предметом разработки. Здесь А. Гезелом обнаружены аммониты — *Perisphinctes* cf. *stenocycloides* Sow., *Perisphinctes brevicers* Quenst., которые и определяют возраст верхних слоев как оксфорд—кимеридж . . . . . 25 „
3. Известняки серые тонкоплитчатые слюdistые с прослоем бледно-розового известняка плотного, тонкослоистого, с зелеными прослойками, обогащенными хлоритом . . . . . до 140 „
4. Мраморы серые и зеленовато-серые, плотные, местами с тонкими прослойками слюды и хлорита, в основном массивные . . . . . 110 „
5. Сланцы зеленые, известково-слюdistые, хрупкие, переслаивающиеся с тонкоплитчатыми тоже зелеными известняками . . . . . 6 „
6. Мраморы зеленые, тонкослоистые, переслаивающиеся со светло-серыми слюdistыми мраморами. В толще — многочисленные линзы темно-серых, зеленых и красных кремней, а также линзы гематита, мощностью до 3—5 см . . . . . 25 „
7. Мраморы зеленые, плотные с сахаровидным изломом, с тонкими линзочками хлорита, серицита и мусковита . . . . . 8 „
8. Сланцы зеленые известково-слюdistые, перемежающиеся с зеленовато-серыми тонкослоистыми мраморами, в которых есть линзочки кремня . . . . . 3 „

9. Конгломерат зеленый, мелкогалечный. Галька состоит из кварца, слюдяных сланцев и других пород палеозоя; цемент карбонатный . . . . . 0,2 м
10. Мраморы серые, тонкослоистые, с прослоями белых сахаровидных кристаллических известняков, с редкими линзами кремнистой породы. На плоскостях слоистости часты листочки слюды, криноидеи. Изредка встречаются трещины, выполненные белым крупнокристаллическим кальцитом . . . . . 80 м

Юго-восточнее, в верховьях Белого Потока или, точнее, его правого притока — урочища Обниж — обнажаются более низкие части разреза юры этой зоны. Здесь на палеозое несогласно залегают конгломераты и песчаники серые кварцитовидные, выше — черные и темно-серые известняки с жилками кальцита с криноидеями и мшанками. В толще этих известняков Л. Курячий в 1960 г. встретил линзы черных известняков-ракушечников, переполненных створками пелеципод. Среди последних Л. В. Сибиряковой определена *Cardinia* sp. нижнелейасового облика.

Выше, по-видимому, с небольшим стратиграфическим несогласием залегают горизонт кремнистых бокситоподобных аргиллитов, в отдельных участках имеющих круглые бобовины. Еще выше располагаются известняковые конгломераты с сильно расплющенной галькой известняка и реже доломита, и, наконец, заканчивается разрез серыми и розовыми известняками. Сопоставляя этот разрез с другими разрезами Раховского массива, с определенной долей вероятия, бокситоподобную породу можно отнести к верхнему лейасу — средней юре, а конгломераты и верхние известняки параллелизовать с отложениями оксфорда и кимериджа.

Таков характер юрских отложений на Раховском массиве.

К северо-востоку от Рахова в районе горы Петрос (см. рис. 19) обнажены только самые верхние горизонты юры, причем разрез титона здесь несколько напоминает титонские отложения каменецкой зоны (рис. 22).

Нижние части этого разреза были описаны В. И. Славиным на юго-восточном склоне горы Петрос, где обнажаются известняки серые с кремовым оттенком, плотные массивные на отдельных участках, переполненные аммонитами — *Lytoceras (Protetragonites) quadrisulcatum* Orb., *Lytoceras (Thysanolytoceras) montanum* Orb., *Streblites loliensis* sp. nov., *Rhyloceras (Ptychophylloceras) ptychoicum* Quenst и др.

Судя по фауне, это нижний титон. Более высокие части разреза лучше всего вскрываются в овраге Лопушанка на северном склоне горы Петрос к югу от пос. Ясиня. Здесь разрез представлен (снизу):

1. Известняки светло-серые, мягкие, переполненные брахиоподами, пелециподами, аммонитами и аптихами: *Phylloceras serum* Orb., *Calliphylloceras (Ptychophylloceras) ptychoicum* Quenst, *Calliphylloceras (Holcophylloceras) callypso* var. *zaccarpatiensis* nov., *Lytoceras (Protetragonites) quadrisulcatum* Orb., *Substreblites zonarium* Orb., *Haploceras lithonicum* Orb., *H. climatum* Orb., *H. leiostoma* Orb., *Punctatylchus punctatus* var. *velopecten* ex gr. *velatum* Goldf. и др. (верхний титон) . . . . . 10 м
2. Известняки красные, криноидные с брахиоподами, аммонитами и аптихами . . . . . 3 „
3. Известняки плотные, афанитовые, с раковистым изломом красные, слегка пятнистые, псевдооолитовые с редкими мелкими обломками фауны (видны только в шлифах), желтовато-серые, плотные, с редкими брахиоподами, розовые с небольшими ярко-красными пятнами с *Calpionella alpina* Log., *Calpionella* sp. и др. и серые известняки, слегка сахаровидные, но также с раковистым изломом, с обломками *Lytoceras* sp. и брахиоподами *Entolium* sp. Судя по аммонитам, они соответствуют верхнему титону . . . . . 10—15 „
4. Известняковая брекчия, состоящая из известняков красных, серых (слоя 1), фарфоровидных (слоя 2), розовых и др. (валанжин) . . . . . 2 „

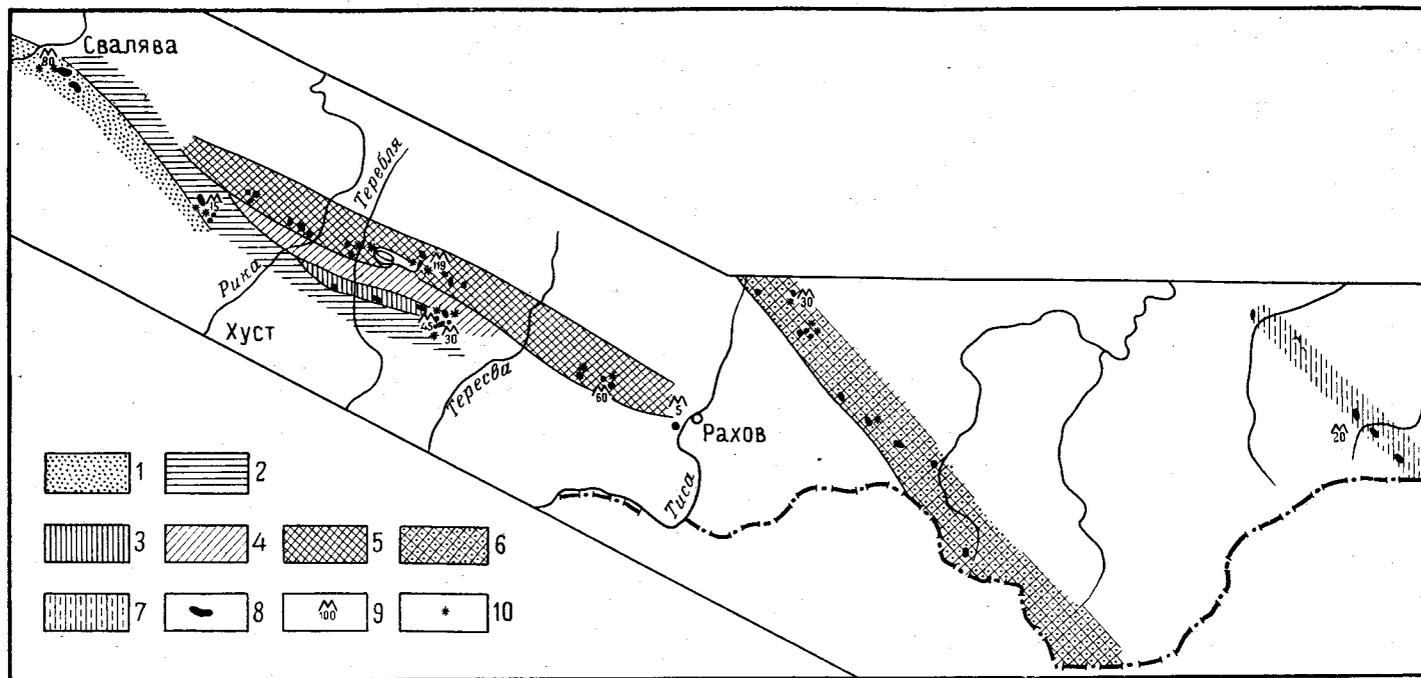


Рис. 22. Схема фаций титонских отложений. Составил В. И. Славин

1 — пелитоморфные известняки и мергели; 2 — кальционелловые известняки и брекчии; 3 — криноидные известняки и известняковые брекчии (Каменецкая зона); 4 — известняки с кремнями (Тиссалская зона); 5 — коралловые известняки (Каменелинская зона); 6 — кальционелловые и аммонитовые известняки (Петросская зона); 7 — известняки и известняковые брекчии северной зоны; 8 — выходы титонских отложений на поверхность; 9 — мощность в метрах; 10 — местонахождение фауны

5. Диабазовый мандельштейновый порфирит с витрофировой структурой и брекчиевидный, в основании содержит многочисленные ксенолиты известняка (валанжин) . . . . . до 30 м

Таким образом, в петросских разрезах удается палеонтологически выделить в титоне верхнюю и нижнюю части.

**Чивчинские горы.** Наиболее восточным районом, где обнажаются юрские отложения, является район Чивчинских гор. Самые древние части юрского разреза на Чивчинах были обнаружены в 1951 г. И. Д. Гофштейном — это оказались красные и зеленые тонкоплитчатые известняки, переслаивающиеся с красными мергелями и конгломератовидными известняками с фауной — *Arietites* sp. ex gr. *A. herbicht* Uh1., *Arietites* sp. и др., а также *Aptychus* sp. и белемнитами. Судя по аммонитам, это нижний или средний лейас. Мощность 30—40 м.

Выше трансгрессивно располагается толща темно-серых песчаных известняков, среди которых еще З. Паздро обнаружены: *Nannobellus brevis* V l a i n v., *Pecten* sp., кораллы и др.

Разрез верхнеюрских отложений был описан В. И. Славным в 1948 г. в верховьях р. Черный Черемош у Клязуры Балтагул, где поверх триасовых доломитов (но не непосредственно) обнажаются (снизу вверх):

1. Известковистые конгломераты красные, с мелкой галькой кварца, известняка, доломита.
2. Известняки красновато-серые.
3. Известняки красные, зернистые, с редкой галькой кварца и многочисленной мелкой фауной брахиопод. Известняки железистые, в шлифах видно их оолитовое строение, причем оолиты эллипсоидной формы, в центре содержат обычно обломки фауны или зерна кварца, с внешней стороны — железистые кольца нарастаний. Цемент оолитов скрытокристаллически-кальцитовый, в нем встречена фауна, среди которой Л. Д. Кипарисовой определены: *Rhynchonella* sp. ex gr. *hyneneggeri* S u l s., *Rhynchonella* sp., *Terebratula* sp. (слои 1—3 — келловей).
4. Песчаники красновато-коричневые, слюдястые, известковистые, мелкозернистые с розовыми пятнами. Зерна состоят из кварца и кальцита, цемент карбонатный, в нем — чешуйки слюды.
5. Диабаз-порфирит зеленый, с поверхности буровато-серый, массивный, неслоистый, альбитизированный, плагиоклаз игольчатый, по всей вероятности альбит.
6. Аргиллиты серые, кремнистые, тонкослоистые, и песчаники мелкозернистые; последние состоят из зерен кварца, листочков слюды и обломков железистого минерала.
7. Конгломерат темно-серый, в гальке много темно-серого, почти черного известняка. Известняк обломочный, крупнозернистый, с гранобластовой структурой, с обломками кварца.
8. Известняки серые, тонкозернистые, с жилками белого кальцита.
9. Аргиллиты серые, слюдястые, тонкослоистые, мягкие.
10. Кремнистые сланцы желтовато-розовые, чередуются с зелеными яшмовидными сланцами. Структура породы криптокристаллическая. В основной массе — отдельные зерна кварца, тонкораспыленное железистое вещество.
11. Чередующиеся красные и зеленые яшмы. Порода тонкослоистая, очень плотная. В шлифе красная яшма также состоит из криптокристаллического кремнистого вещества. Кое-где различимы сильно измененные сферы радиолярий. Железистой пыли больше, чем в породе слоя 10 (слои 4—11 — оксфорд—кимеридж).

Более высокие горизонты юрского разреза в долине р. Черемош обнаружены были только в 1961 г. в виде отдельных глыб. Они вскрываются в обнажениях вершины горы Чивчин. Здесь в основании разреза залегают серые, слабо песчаные известняки с прожилками кальцита. Иногда они принимают розовую или кремовую окраску, содержат фауну гастропод очень плохой сохранности и кораллы верхнеюрского возраста. Покрываются эти известняки диабазовыми порфиридами и их туфами, по-видимому, уже валанжинского возраста.

Таков разрез юрских отложений Чивчинских гор. Отчетливо видно, что он очень близок к разрезу юры северного склона Раховского массива в районе Рахова.

В пределах Скибовой зоны о юрских отложениях можно судить только по гальке и глыбам карбонатных пород среди третичных отложений. Возраст известняковых галек и глыб, особенно в районе с. Красна Путь, не вызывает сомнения, так как еще ранее здесь была найдена титонская фауна: *Belemnites* sp., *Scurria* sp., *Cyclostoma ponderosum* Zitt., *Nerinea* sp., *Isoarca explicata* var. *brevis* Böhm. и кораллы—*Pachygyra* cf. *knorri* Kobu, *Stylina parvipora* Ogiivia, *Thecosmilia* sp. и др.

Несмотря на огромное количество стратиграфических перерывов, почти вся юра представлена морскими отложениями, сводный разрез которых не уступает по полноте и палеонтологической обоснованности лучшим разрезам Западных Чехословацких или Восточных Румынских Карпат. Анализ фаций юрских отложений Карпат позволяет сделать некоторые выводы о палеогеографии юрского времени на данной территории.

В области Закарпатья в течение почти всего юрского периода существовал довольно узкий морской пролив, соединявший моря Восточных и Западных Карпат. Этот пролив располагался между сушей Северной Паннонии и сушей Русской платформы. В верхнеюрское время пролив оказался расчлененным на ряд рукавов многочисленными островами. В пределах этих довольно глубоких морских проливов (рукавов) накапливались относительно глубоководные кремнисто-карбонатные или сваявской и тиссальской фаций (см. рис. 19, 22). Вблизи островов отлагались мелководные брекчиевидные известняки или известняковые брекчии, а также криноидные известняки каменецкой фации. В некотором удалении от берега в верхнеюрское время существовал коралловый риф барьерного типа, в пределах которого формировались известняковые фации каменелинской зоны, а по краям рифа шло накопление известняковых брекчий, состоящих из обломков тех же коралловых известняков. Очень характерно для юрских отложений Карпат почти полное отсутствие грубообломочных терригенных некарбонатных отложений. Это было связано, по-видимому, с тем, что области размыва в юрское время, с одной стороны, были низкие, а с другой — были сложены также карбонатными породами.

Все выделенные выше типы отложений юры хорошо увязываются с соответствующими отложениями Западных и Восточных Карпат. Они увязываются не только по имеющейся фауне, но и литологически. Так, в Западных Карпатах развита точно такая же толща пятнистых мергелей лотаринга, криноидных известняков келловея; в Восточных Карпатах — кремнистые сланцы и яшмы оксфорд—кимериджа, очень близкие к титонским фациям кальционелловых известняков.

**В Предкарпатском краевом прогибе** юрские отложения вскрыты скважинами во Внешней зоне прогиба. Они изучались и описаны В. Г. Дулуб и Р. С. Дмитриевой (1963), Я. М. Сандлером (1962), Я. М. Сандлером, Г. П. Вороной и А. П. Сень (1963), В. И. Славным и В. Я. Добрыниной (1958) и др. По данным Я. М. Сандлера, Г. П. Вороны и А. П. Сени, на юго-западной окраине Русской платформы и во Внешней зоне Предкарпатского краевого прогиба развиты осадочные породы юрского возраста, относящиеся к среднему и верхнему отделам. Расчленение их произведено на основании остатков фауны и флоры, стратиграфического положения и литолого-фациальных особенностей.

Согласно описанию упомянутых авторов, средняя юра (байос—бат) представлена на западе терригенными темно-серыми и серыми породами — аргиллитами, алевролитами, песчаниками и гравелитами с остатками фауны (кохановская свита). Терригенные породы краевой,

восточной части характеризуются пестрой окраской, меньшей степенью уплотненности. Здесь же развиты конгломераты. Возраст пород устанавливается по фауне и флоре, обнаруженной в районах Кохановки, Рудки и др. Здесь обнаружены: *Posidonia* aff. *buchi* Roem., *P. ornati* Quenst, *Pseudomonotis doneziana* Boriss., *P. cf. echinata* Sow., *Phylloceras* sp., *Avicula* cf. *inornata* Terg. et Jourd., *Astarte grata* T. et J., *Cardita* cf. *tetragona* T. et J., *Isodonta burignieri* T. et J., *Isocyprina cingillata* (T. et J.), *Zygopleura innumera* Lam., *Ctenostreon* sp., *Gervillia* sp., *Kepplerites* (?) sp. indet., *Lytoceras* (?) sp. indet. и др. Встречены отпечатки флоры. Мощность отложений средней юры колеблется от 0 до 550 м.

Верхняя юра представлена келловей—оксфордом, кимеридж—титоном и титоном.

Келловей-оксфордские отложения на востоке представлены доломитами, доломитизированными известняками и ангидритами (нижневская свита). В центральной и западной частях развиты фауны спикуловых окремненных известняков, рифовых известняков, известняково-глинистых пород, доломитов и доломитизированных известняков (подлубенская свита). Здесь обнаружены: *Modiola* cf. *tulipaea* Lam., *Pecten* (*Camptonectes*) cf. *lens* Sow., *Gryphaea* cf. *dilatata* Sow., *Gervillia aviculoides* Sow., *Pleuromya varians* Ag., *Cheirothyris aculeata* Ziet., *Rhynchonella badensis* Opp., *Subkossmatia* cf. *opis* (Sow.), *Zeileria* sp., *Ostrea* sp., *Aulacothyris* cf. *impressa* Brown., *Mytilus* sp., *Calamophyllia* sp., *Thamnasteria* sp. Мощность отложений келловей—оксфорда достигает 550 м.

Кимеридж-титонские отложения состоят из известняков губковых, псевдооолитовых, а также органогенно-обломочных. Реже встречаются оолитовые известняки. Из фауны определены: *Nerinea mariae* Orb., *N. subpyramidalis* Mün., *N. cynthia* Orb., *N. credneri* A., *N. struckmanni* A., *N. nodosa* Voltz., *N. strigillata* Czedn., *N. constricta* Rö m., *Spirorbis clathratus* Et., *Cardita moswense* Buv., *Natica pulla* Rö m., *Corbis crenata* Stg. и др. Мощность 845 м.

Отложения титонского яруса представлены известняками псевдооолитовыми и органогенно-обломочными со сверлящими водорослями и сифониями. В нижней части находится горизонт глин и аргиллитов, с прослоями алевролитов и песчаников с обилием пелелипод: *Paleoneila choroschowensis* Bog., *P. amygdala* Bog., *Serpula* cf. *spiroolithes* Münst., *Acila* sp., *Actaeonina* sp., *Rhynchonella* cf. *vorobiensis* Nik., *Pleuromya* cf. *egregia* Geras., *Lithophagus arcoides* Fisch., *Astarte* cf. *panderi* Rouill. и др. Мощность 94 м.

Таким образом, для среднеюрского времени Предкарпатского прогиба характерно развитие континентальных осадков на востоке и прибрежно-морских — в западной части прогиба.

В келловей-оксфордское время на востоке существовали лагунные условия, а на западе — мелководно- и прибрежно-морские, сменявшиеся лагунными.

Отложения кимериджа и титона носят характер мелководно-морских условий накопления. Их мощность резко увеличивается в западном направлении.

Юрские отложения (известняки), развитые в пределах складчатой области Карпат, используются для выжигания извести, а цветные мраморовидные разновидности их — в качестве облицовочного материала.

Недавно в юрских отложениях Предкарпатъя установлены промышленные залежи нефти и газа.

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения в Карпатах весьма широко распространены. Выходы их на поверхность тесно увязываются с тектоническими особенностями Карпат. Все они приурочены, как правило, к зонам поднятий, где слагают ядра или крылья антиклинальных складок (рис. 23). В Предкарпатском прогибе отложения мела известны только в крайних частях прогиба. В Закарпатском внутреннем прогибе предположительно меловые отложения встречены несколькими глубокими скважинами.

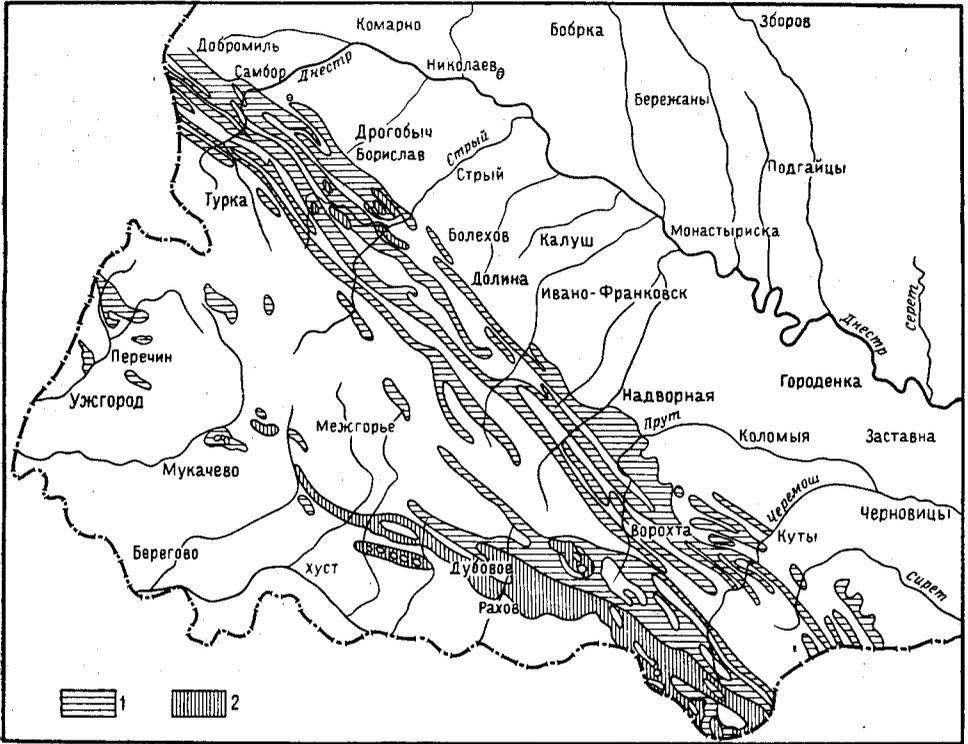


Рис. 23. Схема распространения меловых отложений. Составил В. И. Славин  
1 — верхнемеловые отложения; 2 — нижнемеловые отложения

Во всех тектонических зонах, за исключением Утесовой и Мармарошской, подошва меловых отложений не вскрыта, поэтому непосредственно наблюдать базальные слои мела и тот фундамент, на котором они лежат, там не представляется возможным. В Утесовой и Мармарошской зонах отложения мела разными горизонтами трансгрессивно располагаются на палеозое, триасе и чаще всего на юре. Контакт между юрой и мелом отбивается с большим трудом, так как перерыв в осадконакоплении между титонем и валанжином отсутствует, и в то же время наблюдается перерыв в ряде участков внутри валанжина (между нижним и верхним валанжином, при отсутствии среднего валанжина). Разграничить нижний мел от верхнего также трудно, так как в ряде тектонических зон отложения верхнего альба объединены в единую свиту с отложениями сеномана и эта альб-сеноманская свита залегает трансгрессивно на различных более древних образованиях вплоть до нижней юры. Выходы на поверхность нижнемеловых отложений занимают относительно небольшую площадь, хотя и встреча-

ются в пределах всех геоструктурных зон, отличаясь очень большим разнообразием фаций и относительной полнотой стратиграфического разреза.

Верхнемеловые отложения, пользуясь значительно большим развитием по площади, в то же время менее разнообразны литологически. В основном, за исключением Утесовой зоны, это — толщи флиша, бедные фауной, монотонные по составу и потому крайне трудные для стратиграфической корреляции.

История исследования меловых отложений Украинских Карпат в досоветский период изучения была сложна и полна противоречивых данных, взаимно исключавших друг друга. Первые сведения о наличии меловых отложений были получены в первой половине XIX в. Так, А. Буйе в 1833 г. толще песчано-глинистых пород флиша приписал меловой возраст. В 1860 г. Д. Штур в Западных Карпатах, в бассейне р. Ваг, выделил красные сланцы и мергели, которые, по аналогии с *Couche rouges* Альп, он считал сенонскими. З. Суйковский проводил исследования мела в Черногорье в 1928 г. Нижнемеловые отложения в Северных Карпатах были выделены Недзведским (J. Niedzwiedzki, 1876с), описавшим ряд меловых форм из окрестностей Перемышля. В 1877 г. К. Паулем и Е. Титцем был расчленен флиш Карпат. В основании разреза они выделили свиту ропянецких слоев, состоящую из песчаников, фукоидных мергелей и конгломератов с галькой кристаллических сланцев. Все эти слои они отнесли к неокому, параллелизуя их с тешинскими (готерив) и с вернсдорфскими (баррем) слоями Силезии. В районе с. Спас вблизи Самбора К. Пауль в черных сланцах собрал аммониты, но из-за неправильного определения их Вачеком считал их аналогами верхнемеловой свиты Гозау. Т. Вишневский (Wisniowski, 1906) еще больше зависил возраст спасской свиты, считая их сенонскими, хотя еще в 1887 г. в аналогичных породах у Добромиля им были найдены нижнемеловые аммониты. Над ропянецкой свитой К. Пауль и Е. Титце (Paul, Tietze, 1877) выделили ямненскую свиту, считая ее возраст альбским.

Г. Вальтер и Е. Дуниковский всю ропянецкую свиту отнесли к верхнему мелу. В. Улиг в 1888 г. на основании находок обломков раковин иноцерамов установил верхнемеловой возраст верхней части ропянецкой свиты и назвал эти отложения иноцерамовой свитой. В том же году Р. Зубер снова описал ропянецкую свиту, как неокомскую; в кровле ее он выделил «плитовые слои», которые также ошибочно считал альбскими. В 1901 г. Гжибовский определил возраст иноцерамовых слоев, как сенонский и датский.

В 1903 г. Недзведским в спасской свите была собрана большая коллекция нижнемеловых аммонитов. Таким образом, в польской литературе создалось явное противоречие в определении возраста как нижней части меловых отложений (спасская свита), так и верхней (иноцерамовая свита). Разрешением вопроса о возрасте спасской свиты занялась Б. З. Кокошинская. На основании больших сборов фауны Б. З. Кокошинская (1946) доказала барремский возраст нижней части спасской свиты и апт-альбский — верхней части и увязала разрезы Спасских и Добромильских Карпат. Выводы Б. З. Кокошинской о возрасте пород подкреплены большими списками фауны. В этих списках часто фигурирует разновозрастная фауна, так как, по-видимому, сборы были не послонные, а из разных горизонтов свиты «черного мела».

В 1930—1931 гг. изучением меловых отложений Северных Карпат занимались С. Краевский (Krajewski, 1932), З. Суйковский и Л. Рожицкий (Sujkowski, Kozyski, 1930). Этим авторов интересовала главным образом литология «черного мела». На основании петрографиче-

ских и частично микропалеонтологических исследований, они выделили нижний мел в районе Долгое—Подлужанское, по ручью Щепник и у Рыбника, т. е. юго-восточнее ранее известных пунктов. Анализируя радиолярий, З. Суйковский (1931) пришел к ошибочному заключению о том, что нижняя часть меловых отложений у с. Долгое относится к верхней юре—неокому.

Менее изучены меловые отложения Черногорья, Чивчин. Достаточно сказать, что все польские схемы деления мела этих районов почти не подкреплялись палеонтологическими данными, а производились на основании сравнения разрезов румынских, спасских и добромильских частей Карпат.

В Чивчинах нижний мел впервые выделил Г. Запалович (1886а) по аналогии с разрезами Румынии. Северо-восточнее, в Буковине и Черногорье, в конце прошлого столетия проводил свои исследования К. Пауль (1872, 1876). Вблизи с. Шипоты (Буковина) им выделена свита черного аргиллитового флиша. Эту свиту К. Пауль назвал шипотской и определил ее возраст, как эоцен, сравнивая ее с известными менилитовыми сланцами Карпат. Позднее З. Суйковский (1938в), детально описав эту свиту, делает вывод о ее нижнемеловом возрасте. Это мнение принималось всеми польскими геологами. Но палеонтологическая аргументация его была очень слабой, так как радиолярии, находимые здесь, не поддавались видовому определению. З. Паздро в нижней части шипотской свиты у с. Гринява обнаружил раковину пелециподы, которая была определена В. Рогаля, как молодая раковина иноцерама, похожего на *Inoceramus neocomiensis* Ogb. Эта находка и легла в основу большинства стратиграфических схем нижнего мела польских авторов. Но уже в 1932 г. Д. Преда высказал мнение о том, что все черные сланцы шипотской свиты Буковины принадлежат к верхнему мелу. Таким образом, этот вопрос остался неразрешенным.

В 1934 г. З. Паздро была написана большая сводная работа по геологии Чивчинских гор. В этой работе среди меловых отложений Чивчин автор выделяет: 1) инфраваланжин, 2) валанжин—готерив, 3) апт и 4) альб—сеноман. Столь дробная стратиграфическая схема базировалась, к сожалению, лишь на аналогичных разрезах Румынии и Буковины, так как никакой меловой фауны указанным автором не было найдено.

Примерно так же обстояло дело с расчленением меловых отложений в Закарпатской области. Впервые их здесь отметил Ф. Хауэр (1858), описав из района Свалявы аптиховые слои неокома. Затем Г. Запалович (1886а) выделил сеноман на Мармароше. Последующие исследователи, ссылаясь на него, также не аргументируя фауной, выделяли мел чисто условно. Особенно много споров вызывали нижнемеловые отложения.

Чешские геологи до 1928 г. придерживались мнения, что нижнемеловые отложения в Закарпатье имеют весьма ограниченное распространение и приурочены только к районам, которые связаны с Мармарошским массивом. Все остальные черные сланцы, по их мнению, относились к менилитовой серии палеогена. Подобная трактовка нашла свое отражение в геологической карте Чехословакии, составленной О. Кодумом, А. Матейкой, А. Зеленкой, при участии Д. Андрусова.

В 1928 г. Д. Андрусов посетил Румынию и, осмотрев там нижнемеловые разрезы, изменил свое мнение о возрасте черных сланцев Закарпатья. Проводя работы в 1929 г. вместе с О. Гиние в бассейне р. Уж и с А. Матейкой в районе Свалявы, он отнес все черные сланцы к нижнему мелу. В Свалявском районе, кроме черных глинистых сланцев, авторы отметили присутствие светло-серых известняков

и мергелей с кремнями. В известняках они нашли остатки аптихов и аммонитов, на основании которых отнесли их к титон—неокому.

Нижемеловой возраст черных карбонатных толщ, сопоставляемых с румынскими свитами Синайа и Аудия, или с силезским черным мелом, чешским геологам так и не удалось палеонтологически обосновать. Вот почему венгерские геологи (Л. Майзон — Majzon 1943; Т. Салай — Szalai, 1947а и др.), работавшие в Закарпатье в период оккупации, отказались признать нижемеловой возраст этих слоев. Они впали в другую крайность и все черные сланцы вновь отнесли к олигоцену, базируясь на отсутствии в них меловой микрофауны и находках олигоценых фораминифер. Это мнение венгерских геологов нашло свое отражение в сводной работе Т. Салай (1947а) и в его карте Закарпатской Украины.

Таким образом, к началу работ советских геологов нижемеловые отложения в Карпатах (за исключением района верховьев Днестра) не были не только расчленены, но даже наличие их ставилось многими авторами под сомнение.

Верхнемеловые отложения в Закарпатье были впервые обоснованы фауной в работе А. Матейки (1929): красные сланцы и мергели из «утесового чехла» были отнесены им к сенону и по аналогии с отложениями Западных Карпат названы пуховскими.

Д. Андрусов (1936а) выделил среди верхнемеловых отложений: 1) средний сенон, представленный серыми известняками и мелко- и среднезернистыми песчаниками, переслаивающимися с серыми глинами; 2) верхний сенон в виде пестрых — серых и зеленых глин и красных пуховских мергелей.

Л. Майзон убедительно обосновывает фауной возраст пуховских мергелей, считая, что их накопление происходило в период от сантона до маастрихта (включительно); кроме того, он считает, что эти отложения образовывались в условиях не глубокого, как думали раньше, а мелкого моря.

Среди флишевых пород Закарпатья ни чешские, ни венгерские геологи нижемеловых отложений не отмечали.

Только в XX столетии в нижнем мелу была выделена спасская свита, а среди верхнемеловых отложений — иноцерамовая и ямненская свиты (в районе Борислава — ропянецкие, плитовые и ямненские слои).

Важно отметить, что работами Р. Зубера (1918) положено начало выделению среди верхнемелового флиша различных фациальных разновидностей. Бакулитовые слои рассматривались Р. Зубером как фациальный аналог ямненских; К. Толвинский (1927а, 1938) устанавливает более грубые фаии иноцерамовых слоев «берега» Карпат и т. п.

Таким образом, меловые отложения Карпат (досоветского периода) были слабо обоснованы палеонтологически, а в целом ряде мест они не только не были расчленены, но и не выделялись вообще.

С началом работы в Украинских Карпатах советских исследователей степень изученности меловых отложений резко повысилась, чему в большой степени способствовало проведение на всей площади комплексной геологической съемки.

Тематические работы по стратиграфии, проводимые научно-исследовательскими институтами, дали возможность в короткий срок собрать и обобщить огромный фактический материал. В процессе проведения указанных работ советским исследователям удалось не только доказать наличие нижнего и верхнего мела в Украинских Карпатах (и, в частности, в Закарпатье), но и произвести его детальное стратиграфическое расчленение с выделением всех ярусов, а также доказать значительные фациальные изменения в отдельных свитах.

Начало изучению меловых отложений в советский период положили В. И. Славин, П. И. Калугин, О. С. Вялов, И. Г. Баранов, М. В. Муратов, Н. И. Маслакова, Т. П. Бондарева.

В. И. Славиным впервые был установлен нижний мел во флишевой фации в районе с. Долгое, на основании найденных им аммонитов *Olcostephanus* (s. lato) sp., *Leopoldia* sp.; позже на р. Угольке, ему удалось обнаружить хороший экземпляр *Crioceras* sp. в «черном карбонатном флише». В белых известняках с. Приборжавское, относимых к юре, В. И. Славин обнаружил барремских *Hibolites* sp., в бассейне р. Лужанки в ряде пунктов им были собраны альбские пелециподы, и в песчано-конгломератовых отложениях на р. Угольке найдены аптские орбитолины. На Раховском массиве в песчаниках В. И. Славину удалось найти апт-альбские пелециподы. В бассейне р. Боржавы им была выделена «сухинская» свита сеномана на основании обнаруженной Н. С. Филимоновой *Nucula albiensis* Sow.

П. И. Калугин (1956) занимался изучением верхнемеловых отложений. Ему принадлежит ряд находок фауны в бассейне р. Теребли.

М. В. Муратов и Н. И. Маслакова (1950, 1951) на основании широких стратиграфических исследований, подкрепленных богатым микрофаунистическим материалом, составили схему меловых отложений Украинских Карпат. И. Г. Баранов (1951) изучал литологические и фациальные особенности верхнемелового флиша.

Работы О. С. Вялова охватывали широкий круг вопросов, посвященных стратиграфии, литологии, фациальным особенностям меловых отложений, выяснению генезиса верхнемелового флиша. В ряде статей О. С. Вялова отражены вопросы возраста некоторых свит мела, а также приведено описание найденной им в отложениях мела фауны. Часть из этих работ была составлена им совместно с Н. В. Дабагян, С. И. Пастернаком, Я. О. Кульчицким и др.

Схемы стратиграфии меловых отложений, составленные советскими геологами (Славиним, 1948а, 1950б; Муратовым и Маслаковой, 1950, 1951; Калугиним, 1956; Вяловым, 1948 и др.) в начальный период изучения, в последующие годы были в значительной степени изменены, пополнены и детализированы как самими авторами, работающими до настоящего времени в Карпатах (В. И. Славиним, 1956а; Н. И. Маслаковой, 1963; О. С. Вяловым и др., 1959, 1962, 1963), так и более молодым поколением геологов, изучающих меловые отложения Карпат (Кульчицким, 1959а, 1963а, б; Кругловым, 1961а, в, 1963; Максимовым, 1959б, в; Дабагян, 1963б; Коцюбинским, 1955; Пастернаком, 1953, 1961; Жилловским, 1963 и др.).

Схема стратиграфии меловых отложений, являющаяся результатом упорной работы большого коллектива геологов, в основных своих чертах разработана. Однако осталось еще много нерешенных вопросов. Скучная, плохой сохранности микрофауна и монотонность флишевых толщ мела не позволяют пока выделить все ярусы и в ряде случаев вынуждают исследователей прибегать к выделению отдельных толщ и свит с местными наименованиями, обнимающих по возрасту несколько ярусов, причем объемы некоторых, в общем одновозрастных, свит в понимании ряда авторов отличаются друг от друга. Кроме того, отсутствие надежных маркирующих горизонтов не позволяет полностью увязать между собой стратиграфические единицы различных тектонических зон, а приходится в каждой зоне давать свои наименования свит, понимая под ними в конечном итоге лишь фациальные аналоги. В ряде мест в Закарпатье имеются выходы «черного флиша», для которого еще не решен вопрос — мел это, или олигоцен вследствие сложности геологического строения и отсутствия палеонтологических остатков.

Предлагаемая в данном разделе схема стратиграфии меловых отложений, положенная в основу текста, составлена В. И. Славиным, Н. И. Маслаковой и С. Л. Бызовой. Указанные авторы выделяют следующие фациальные зоны (рис. 24): Драгово-Новоселицкую, Марма-

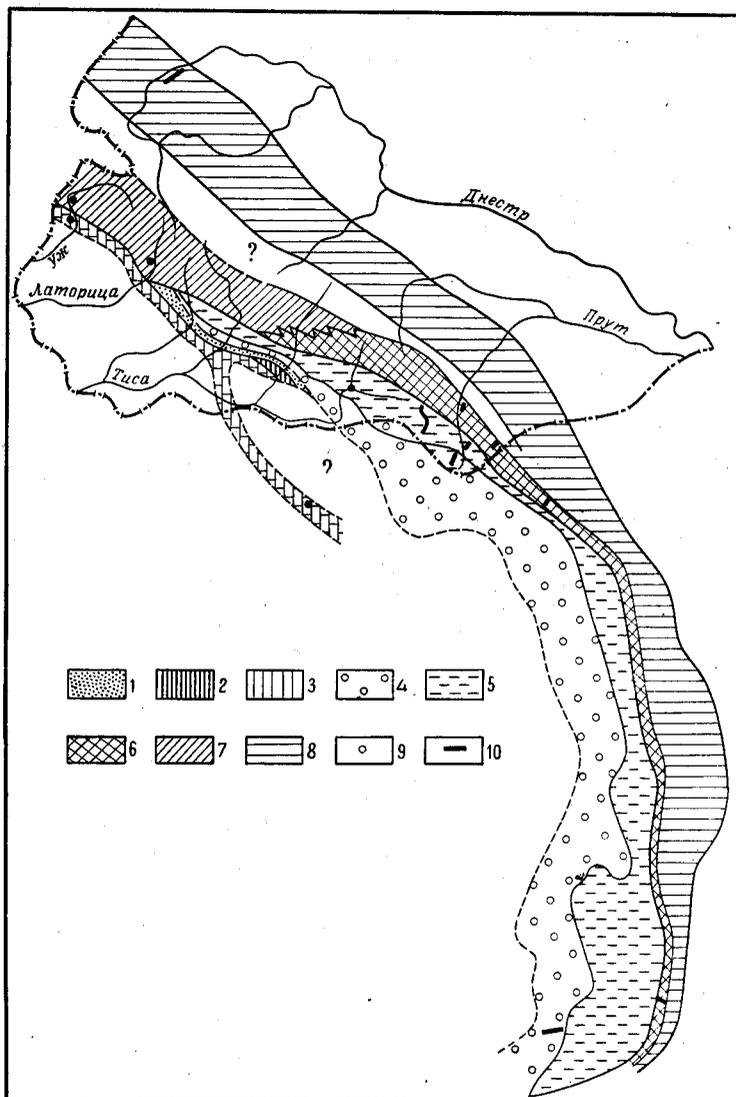


Рис. 24. Схема расположения меловых фациальных зон в Восточных Карпатах. Составил В. И. Славин

1—3 — Драгово-Новоселицкая зона (подзоны: 1 — Тиссальская, 2 — Каменицкая, 3 — Свалявская); 4 — Мармарошская зона; 5 — Раховская зона; 6 — Шипотская зона; 7 — Березнинская зона; 8 — Самборская зона. 9 — местонахождения опорных обнажений; 10 — местонахождения разрезов

рошскую, Раховскую, Шипотскую (Черногорскую), Березнинскую и Самборскую. Взаимопереходы фациальных зон часто осуществляются на очень коротком пространстве, что объясняется, по-видимому, наличием глубинных разломов между зонами, существовавшими в меловое время. Очевидно, с поперечной тектонической зональностью Карпат связаны различия Шипотской и Березнинской фациальных зон, сокра-

щение, а западнее р. Боржавы и полное исчезновение Мармарошской и Раховской зон.

Меловой период был сложным и своеобразным в общей истории развития Карпат, он характеризовался появлением резко дифференцированных движений, образованием флишевых трогов, наличием складчатости во внутренних зонах. Все это обусловило существенные различия и быстрые изменения меловых осадков в стратиграфическом разрезе.

Ниже приводится описание меловых отложений по указанным фаціальным зонам (рис. 25). Внутри каждой из зон выделены нижний мел, нижний — верхний мел и верхний мел.

**Драгово-Новоселицкая зона.** Исходя из некоторых различий разреза нижнемеловых отложений, данная зона делится на три подзоны: Свалявскую (на юге), Каменецкую (в центре) и Тиссальскую (на севере).

В верхнемеловое время в связи с погружением Центральной кордильеры (Каменецкой подзоны) различаются только два типа разреза. В указанной зоне выделяются в нижнем мелу (рис. 26) свалявская свита (апт и нижний альб), в нижнем и верхнем мелу — тиссальская свита (верхний альб — сеноман), в верхнем мелу — пуховская свита (турон — маастрихт).

В Свалявской подзоне отложения нижнего мела начинаются *свалявской свитой*, представленной в известняково-мергельной фации. Они вскрываются на левом берегу р. Латорицы к югу от г. Свалявы главным образом в верховьях левых притоков р. Свалявки. По сравнению с юрскими, меловые отложения развиты здесь много шире, они обнажаются не только в руслах рек, но и на водоразделах.

Изучение меловых отложений здесь весьма затруднено, так как все водоразделы закрыты лесными массивами. Вот почему А. Матейка и Д. Андрусов (1930) не смогли увязать между собой обнажения ни одной из смежных рек. Лучшие разрезы пород свалявской свиты видны в известняковых карьерах вдоль ручья Полинили, в ручьях Быстром, Чернике и др. В карьере, расположенном на левом склоне ручья Полинили, породы свалявской свиты представлены чередованием желтовато-белых, серых, темно-серых известняков и серых мергелистых известняков. Известняки тонкослоисты, часто в них между плоскостями отдельности имеются тонкие прослойки черной мергелистой глины, содержащей аптихи: *Lamellartynchus dydayi* Соф. и др. (определение М. В. Муратова) и обломки аммонитов. В отдельных прослоях известняки брекчированы; кое-где в них наблюдаются кристаллы пирита. Для толщи известняков весьма характерны линзы сингенетичных известнякам кремней от темно-серого до черного, реже белого цвета. Видимая мощность известняков в карьере около 20 м, общая мощность известняков определяется в 120 м. Возраст известняков, судя по аптихам, соответствует валанжин — готеривскому.

Залегают эти тонкоплитчатые известняки на титонских светлых брекчированных, также тонкоплитчатых известняках с *Perisphinctes* sp., в которых кремни встречаются много реже, а прослоев черной глины не наблюдается. Во всем остальном эти известняки вполне сходны с ранее описанными. Налегание неокома на титон вполне согласное. Таким образом, без наличия фауны расчленить эти две разновозрастные толщи известняков невозможно. Вот почему и картируются они совместно, как одна, свалявская, свита.

От описанного карьера породы свиты хорошо прослеживаются, благодаря ряду выработок (на 1 км в западном направлении). В наи-

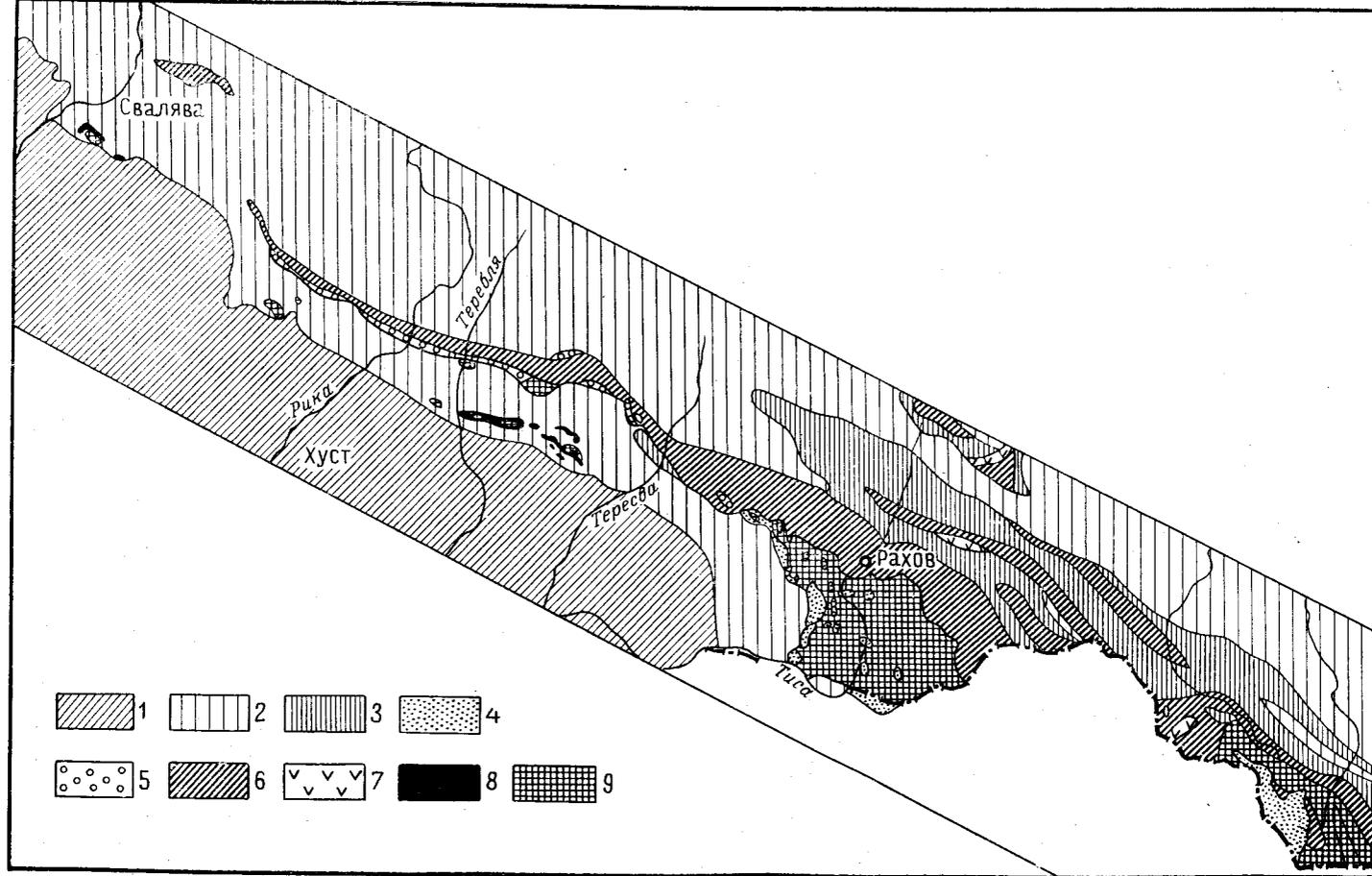


Рис. 26. Схема нижнемеловых отложений Закарпатья и Чивчинских гор. Составил В. И. Славин

1 — неоген; 2 — палеоген и верхний мел; 3 — апт-сенoman (флиш); 4 — апт-сенoman (песчаники); 5 — неоком-апт (конгломераты); 6 — неоком (флиш); 7 — эффузивные породы (средний валажжин); 8 — нижний мел (карбонатные фации); 9 — донижнемеловые отложения

более западном карьере в разрезе свальявской свиты можно выделить ряд слоев, характерных для свиты в целом (снизу вверх):

1. Известняки желтовато-белые, мергелистые, слонстые, с очень неровным изломом (толщина слоев 0,2—0,1 м).
2. Известняки массивные, светло-серые, часто пятнистые, иногда с мелкими точечными углистыми включениями (фукоидного типа), иногда плотные, фарфоровидные, в некоторых прослоях брекчиевидные, изредка содержащие линзы и желваки неправильной формы кремней. В известняках часто встречается фауна: *Lamellaptychus dydai* Со q., *Hibolites* sp., *Berriasella* sp., а также в большом количестве *Calpionella alpina* Ло g.
3. Известняки массивные, серые, без кремней, с очень тонкими и редкими примазками черных или зеленых мергелистых глин, содержат белемниты и *Lamellaptychus* sp., *L. seronensis* Со g.

Возраст описываемых отложений определяется как валанжинский на основании того, что форма отмеченного рода *Berriasella* sp., по мнению Н. П. Луппова, не поднимается выше этого яруса и *Lamellaptychus dydai* Со q. является валанжинской формой.

При картировании можно было установить, что по стратиграфическому положению обнажение западного карьера соответствует более низким горизонтам неокома, чем слой известняков, обнажающихся в ранее описанном карьере.

В верхах свальявской свиты в ручье Быстром вскрыты, наряду с известняками, многочисленные прослои серых мергелей, а в одном изолированном обнажении в верховье ручья Быстрого были обнаружены серые и зеленые кристаллические сахаровидные известняки, несколько напоминающие барремские слои с *Hibolites* sp. из разреза с. Приборжавское.

Выше свальявской свиты вблизи западного карьера наблюдается песчаник, весьма характерный по своему внешнему виду: светло-серый, иногда розовато-серый с плохой сортировкой зерен; наряду с мелкими зернами встречаются мелкие гальки и обломки. Состав песчаника очень однородный — это почти исключительно кварц до молочно-белый, то розовый, часто прозрачный. Зерна кварца угловатые, в связи с чем за этой породой укрепилось название — дресвяник. В свежем состоянии песчаник плотный, твердый, но в выветрелом легко рассыпается на отдельные зерна. Возраст этого песчаника условно определяется как апт — нижний альб. Он встречается не повсеместно, так как, очевидно, был размыв в предверхнеальбское время.

Вторым районом развития нижнемеловых отложений в Свальявской подзоне является бассейн р. Боржавы. Река Боржава в своем верхнем течении в том месте, где она сменяет юго-восточное направление течения на юго-западное, т. е. между селами Бронька и Приборжавское, в двух местах — южнее и севернее с. Долгое, пересекает нижнемеловые отложения.

В пределах южного выхода, к юго-востоку от с. Приборжавского, на левом берегу р. Боржавы нижнемеловые отложения очень тесно связаны с юрской толщей, причем ввиду сходства карбонатных фаций и отсутствия перерыва линию контакта между юрой и мелом установить трудно. Этим и объясняется то, что все предыдущие исследователи нижний мел здесь не выделяли, а включали его в юру.

Наиболее полный разрез нижнего мела описан между оврагом Звистым и горой Кремень. Здесь впервые в Закарпатье была найдена неокомская фауна в карбонатных породах, а также выделены альбские отложения. Разрез следующий (снизу вверх):

1. Известняки белые и светло-серые, плотные, фарфоровидные, в отдельных прослоях встречаются редкие членики криноидей, заполненные розовым кальцитом. Известняки пронизаны сетью тоненьких кальцитовых прожилков (титон)

2. Известняки белые, плотные, слегка мергелистые. В отдельных слоях они обладают пятнистой окраской (светло-серые с серыми пятнами). Встречен пласт тонкозернистого известняка (в верхней части), содержащего мелкие включения розовой и черной окраски. В известняках наблюдаются линзы и прослойки кремней серого, черного и красноватобурого цвета. Очертания окремнелых участков расплывчатые, четкой границы нет. Под микроскопом белый плотный известняк представляет собой пелитоморфную карбонатную массу. Встречаются обломки раковин микроорганизмов, заполненные более крупнозернистым кальцитом. Среди остатков микрофауны видны обломки, имеющие округлую форму (возможно, радиолярии). Встречена также *Calpionella alpina* Log. (валанжин) 20—22 м
3. Известняки мелкокристаллические светлые, серовато-зеленые, сахаровидные. В них заключены многочисленные линзы кремней серо-черной и буровато-красной окраски. В некоторых участках наблюдается окремнение в виде агрегата, состоящего из неправильной формы мелких включений кремня (размером 0,2—1 см) в карбонатной массе. В шлифах удается обнаружить отдельные раковины *Calpionella alpina* Log. (валанжин—готерив) около 20 „
4. Известняки крупнокристаллические, сахаровидные в нижних частях тонкоплитчатые, выше — толстоплитчатые. Окраска известняков белая, желтоватая и зеленая. В них встречаются линзы и прослой кремней — черных и буровато-красных, но значительно реже, чем в слое 3. В нижней части этого слоя встречен пласт брекчированных песчаных известняков, окрашенных в буровато-желтый цвет. В них обнаружена многочисленная фауна: *Hibolites pistilliformis* Bl., *Mesohibolites* sp., *M. minaret* Ras., *Phylloceras* sp., *Ancyloceras* sp., *Acrioceras* cf. *furcatum* Orb. (определения Г. Я. Крымтольца и Н. П. Луппова) около 3 „  
На горе Двойник известняки кремнистые при выветривании превращаются в легкую, не вскипающую с соляной кислотой породу (баррем) 15—20 „
5. Мергели зеленовато-серые, в которых наблюдаются образования темно-серого цвета в виде веточек «фукоидов» и линз, по-видимому, они связаны с присутствием углистого вещества. Мергели тонко рассланцованы, реже встречаются отдельные прослой менее рассланцованных (толщина плиток до 10—15 см). В мергелях наблюдаются прослой глины зеленовато-серой окраски и темно-серых мергелистых сланцев. В нижних частях слоя встречаются очень редкие прослой светло-серых сильно мергелистых известняков с линзами темно-серых кремней (толщина отдельных прослоев до 0,05—0,10 м). Мергель залегает резко несогласно на всех нижележащих отложениях, вплоть до лейаса. В мергелях в ряде обнажений обнаружены мелкие пелелиподы: *Aucellina gryphaeoides* Sow., *A. parva* Stol. Кроме того, в этом слое найдена микрофауна: *Gyroïdina* ex gr. *soldanii* Orb., *Gümbelina globifera* Reuss., *Globotruncana* aff. *appeninica* Renz., *Glavulina* sp., *Globigerina* aff. *voluta* White, *Globigerina* ex gr. *compressa* Plum., *Globigerina* sp. ex gr. *pseudobulloidis* Plum., *Anomalina* sp. ex gr. *ammonoides* Reuss., *Anomalina* sp. (sp. nov.) — определения Е. В. Мятлюк (нижний альб) 14—16 м

Таким образом, в описанном разрезе с. Приборжавского отчетливо выступает известняково-мергелистая фация, характеризующая весь разрез. Возраст самых нижних слоев (2—3) определяется как неокомский в данном разрезе условно, хотя присутствие в слое 2 *Calpionella alpina* Log. делает это предположение наиболее вероятным. Отличительной особенностью всего разреза, помимо карбонатности пород и наличия в них кремней, является отсутствие конгломератов и вообще терригенного материала несмотря на то, что перерывы в осадконакоплении, по-видимому, были довольно значительные (между альбом и сеноном, барремом и верхним альбом).

При дальнейшей интерпретации описываемого разреза следует учесть, что он располагается на южном крыле антиклинали, обычно перекрытой более поздними отложениями. Разрез прослеживается на восток до горы М. Клубук. На западе он выявляется на правом склоне долины р. Боржавы.

На север от горы Кремень подобная фация альба с аналогичной микрофауной — *Gyroidina nitida* Reuss var. *infracretacea* Mогоz., *Globigerina gaultina* Mогоz. (определение В. Г. Морозовой) встречается в овраге Жубраковском. Ниже альба здесь располагаются известняки белые и серые, желтоватые, иногда пятнистые фарфоровидные с линзами черных и бурых кремней. В отдельных прослоях известняки брекчиевидны. Изредка в них встречаются прослой серых и зеленоватых глинистых мергелей. По внешнему виду эти известняки очень напоминают слой 2 предыдущего разреза, но в отличие от последнего налегают они не на титон, а непосредственно на верхний лейас. Слои, соответствующие баррему, здесь не обнаружены. Мергели альба лежат непосредственно на нижних горизонтах неокома, что свидетельствует о более сильном предальбском размыве.

Отложения нижнего мела Свалявской подзоны имеются и в бассейне р. Уж. Здесь они были выявлены В. И. Славиним всего лишь в одном пункте — в известняковом карьере Перечинского химзавода, но, по-видимому, распространены значительно более широко, так как еще в 1947 г. в современном аллювии Новоселицкого ручья В. И. Славиним найден обломок белого плотного, слегка мергелистого фукоидного известняка с мелкими пеллециподами из рода *Aucellina* sp. (по всей вероятности, *A. gryphaeoides* Sow.). Нижнемеловые отложения в Перечинском карьере располагаются выше юрских известняков и известняковых брекчий, в которых обломки очень похожи на титонские известняки района Свалявы и других районов. Нижнюю часть разреза в карьере изучать очень сложно, так как здесь проходит ряд тектонических нарушений, зато верхняя часть разреза наблюдается хорошо.

Разрез по южной стенке карьера представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Известняки белые фарфоровидные, плотные, однородные, брекчиевидные . . . . .	1,2—1,5 м
2. Известняки зеленовато-серые, слегка песчанистые, мелкокристаллические (титон) . . . . .	0,5 „
3. Известняки коричневатого-серые, иногда зеленоватые, с многочисленными линзами и гнездами неправильной формы коричневатого-серых кремней . . . . .	1,5 „
4. Известняки серые пятнистые глинистые с тонкими прослоями черных известковистых глин. По внешнему виду известняки очень напоминают свалявские известняки неокома, но в то же время похожи и на известняки лейаса, из которых в карьере была собрана богатая фауна аммонитов — см. юру (неоком?) . . . . .	6 „
5. Мергели зеленовато-серые, фукоидные мягкие, перемежающиеся с черными тонкослоистыми глинистыми сланцами. Располагаются несогласно на слое 4 . . . . .	1 „
6. Мергель плотный серый фукоидный, с фораминиферами — <i>Globigerina gaultina</i> Mогоzova, <i>Anomalina</i> ex gr. <i>ammonoides</i> Reuss., <i>Gyroidina nitida</i> Reuss. var. <i>infracretacea</i> Mогоz. (определения В. Г. Морозовой) . . . . .	0,2 „
7. Сланцы глинистые черные тонкослоистые, хрупкие . . . . .	0,6 „
8. Мергели серые, фукоидные мощностью 0,2 м, чередующиеся с черными глинистыми сланцами мощностью 0,1—0,3 м . . . . .	3 „
9. Мергели фукоидные, аналогичные предыдущим, но по цвету более зеленые . . . . .	0,2 „
10. Чередующиеся черные, глинистые сланцы и зеленые фукоидные мергели . . . . .	3,5 „
11. Известняки зеленые, очень плотные, пелитоморфные . . . . .	0,2 „
12. Сланцы серые, мергелистые, чередующиеся с буровато-серыми глинистыми сланцами. Видимая мощность . . . . .	1,8 м

На основании фауны фораминифер возраст верхней части обнажения (слои 5—12) определяется как альбский, что касается нижней части разреза (слои 1—5), то только условно по литологическому сходству пород со Свалявским разрезом их можно отнести к нижнему неокому.

Таким образом, суммарная мощность альба в разрезе Перечинского карьера равняется 35—40 м. Несомненно, что дальнейшие исследования Перечинского района вскроют более полный разрез нижнего мела и тогда будут обнаружены срезанные надвигом неокомские части свиты.

Уместно здесь отметить, что вблизи пос. Перечина (в Чехословакии) нижнемеловые отложения также состоят из известняково-мергельной свиты неокома и мергельно-сланцевой свиты альба, причем возраст последней доказан находками белемнитов.

Хорошие разрезы нижнего мела Свалевской подзоны в центральной части Закарпатья наблюдаются по р. Малая Уголька и на горе Термокса. На левом склоне р. Малая Уголька на юрских известняках залегают:

1. Известняки белые плотные, с черными и бурыми кремнями, иногда пятнистые, зеленовато-серые. В белых известняках есть прослои коричневых плотных известняков с раковистым изломом. В известняках найден *Phylloceras* sp. плохой сохранности (неоком?).
2. Мергели фукоидные коричнево-серые, пятнистые, очень похожие на альбскую толщу.

На горе Термокса разрез свалевской свиты описан более подробно. На розовых и серых криноидных известняках, а также на темно-красных брекчиевидных известняках титона располагаются следующие породы (снизу вверх):

1. Серая кремнистая порода (под микроскопом она почти целиком состоит из халцедона) 10 м
2. Известняки светло-серые, почти белые, плотные, с очень редкими обломками члеников криноидей; кое-где в отдельных слоях в них встречаются мелкие окремелые участки серого и красного цвета 4—6 „
3. Известняки белые плотные, содержащие линзы красных кремней, очень редко — серых 4 „
4. Известняки светло-серые, плотные, с линзами голубовато-серых кремней около 15 „
5. Известняки светло-серые, плотные, с линзами черных и серых кремней. В них обнаружены обломки белемнитов и пелеципод около 10 „
6. Мергели зеленые с темными «фукоидами», толща сильно размыта, мощность порядка 12—15 м (альб?). Выше трансгрессивно налегают красные мергели пуховской свиты (верхний мел). Местами в основании их имеются мелкогалечные конгломераты и песчаники 45 м

В Каменецкой подзоне обоснованы только нижневаланжинские отложения, развитые на горе Большой Каменец. Там на плотные пелитоморфные известняки с *Calpionella alpina* Lог. несогласно налегают:

1. Известняковые брекчии плотные, пятнистые, желтые, реже лилово-бурые с желтыми пятнами; обломки состоят из розовых и серых нижележащих кальпиевелловых известняков. В основании пласт брекчии содержит многочисленные обломки члеников крупных криноидей, выполненных белым кальцитом. Часто параллельно напластованию в породе располагаются желтые железистые полосы (следы вторичного обогащения железистыми растворами). Обнаружена богатая фауна мелких аммонитов, среди которых встречаются наиболее часто — *Calliphyloceras* (*Ptychophylloceras*) *ptychoicum* Quenst, *Lytoceras* (*Protetragonites*) *quadrisulcatum* Orb., *Neolissoceras grasi* Orb., *Berriasella* sp. ex gr. *callisto* Orb., *Spiticerus kiliani* Dsau var. *gigas* Dsau и др. (нижний валанжин) 6—8 м
2. Диабаз мандельштейновый. Порода темно-зеленого (до черного) цвета, афанитовая. Наблюдаются редкие порфириовидные выделения черного и темно-зеленого цвета. Обладает резко выраженной миндалекаменной текстурой. В тонкокристаллической (до афанитовой) основной массе, в которой изредка встречаются порфириовидные выделения темно-зеленого и черного цвета, наблюдаются многочисленные белые миндалины (размером от 1 до 8 см в диаметре), заполненные

- кальцитом и значительно реже кварцем. Иногда миндалины полые, покрытые лишь по стенкам друзами кальцита. В диабазе обнаруживаются ксенолиты (размером до 4—5 см) красного плотного известняка. С вмещающими породами видимого несогласия не видно. Под микроскопом в породе наблюдается флюидальная миндалекаменная текстура, редко встречаются порфирные выделения, представленные в основном оливинном и магнетитом . . . . . 20 м
3. Диабазовая лавобрекчия зеленовато-бурого цвета. При ударе разбивается на мелкую щебенку. Обладает афанитовой основной массой, в которой наблюдаются сравнительно редкие миндалины кальцита и кварца. В диабазовой массе обнаруживаются обломки и глыбы известняка (размерами до 30—40 см) пятнистого и полосчатого лилово-желтого (из слоя 10), имеющего слегка оплавленный облик. В глыбах известняка обнаруживаются многочисленные ядра аммонитов . . . . . 6 „
4. Рыхлая туфобрекчия зеленовато-бурого цвета. Содержит многочисленные угловатые мелкие и крупные обломки лилово-бурого известняка и диабазы. Встречаются отдельные глыбы (размером до 0,5—0,6 м) известняка, сильно оплавленные и корродированные (средний валанжин?) . . . . . 2 „
5. Известняковый конгломерат — брекчия, сцементированная карбонатным цементом. Состоит из угловатых обломков и глыб (размером до 1 м) брекчиевидного известняка. Окраска известняка пятнистая и полосчатая — кремово-желтая и лилово-розовая. Иногда встречаются отдельные глыбы по своей текстуре сами являющиеся известняковой брекчий. В обломках известняка масса мелких аммонитов: *Calliphylloceras (Ptychophylloceras) ptychoicum* Quenst, *Neolissoceras grasi* Orb. и др. (неоком?) . . . . . 5 „
6. Кварцевый песчаник, залегающий резко несогласно на размытых поверхностях уже ранее описанных слоев и непосредственно на юрских отложениях. Песчаники белого цвета, иногда слегка розового или рыжеватого. В белой тонкозернистой или мелкозернистой основной массе выделяется плохо окатанная галька, состоящая из кварца (диаметром от 0,5 до 3—4 см). Кварц различной окраски — прозрачный, молочный, серый, розовый, дымчатый. Очень редко встречается галька черного кремня. В толще песчаника наблюдается переслаивание пластов с различной крупностью материала от тонкозернистого до грубозернистого, а также до пудингового песчаника и гравелита. Почти всегда в них присутствуют мелкие чешуйки биогита, придающие разновидности песчаников с розовой окраской основной массы пестрый облик. Характерным для песчаников является их рассычатость и хрупкость в выветрелом состоянии. При ударе они разбиваются на мелкую дробь. Мощность свиты определить весьма трудно вследствие плохой обнаженности (апт) . . . . . 30—40 „
7. Песчаники кварцево-известковистые зеленовато-серого цвета. По плоскостям слонстости много мусковита. Очень много углистого вещества — растительного детрита, концентрирующегося в виде тонких прослоев (0,5—5 мм) и линз. Песчаники мелкозернистые и среднезернистые. Среди них пачки глинистых сланцев (5 м) черного, темно-зеленого и бурого цвета. В верхней части глинистые сланцы преобладают. В песчаниках обнаружены раздавленные раковины *Aucellina* sp. ex gr. *gryphaeoides* Sow. Выше располагаются красные пуховские мергели (верхний мел) . . . . . 25 м

В Тиссальской подзоне отложения нижнего мела, обнимающие собой, в едином, пока не расчлененном комплексе, все ярусы от валанжина до нижнего альба включительно обнажаются на горе Кремень, откуда непрерывной полосой протягиваются в ручей Тиссало — правый приток р. Лужанки. Здесь они имеют следующий разрез (снизу вверх):

1. Известняки мергелистые светло-серого цвета с включением линз и желваков кремней светло- и темно-серого цвета. В верхней части пачки наблюдаются глинистые сланцы с линзами мергелей и кремней. В породе встречается *Calpionella alpina* Log. (титон—валанжин) . . . . . 8—9 м
2. Известняки слегка глинистые полосчатые, с линзами кремней. Содержат *Apthychus* sp. (апт—нижний альб) . . . . . 25—30 м
- Выше залегают отложения верхнего альба—сеномана.

В Драгово-Новоселицкой фациальной зоне переходные ниже-верхнемеловые отложения, заключающие в себе верхнеальбский подъярус и сеноманский ярус и представляющие собой единый комплекс отложений, охарактеризованный палеонтологически, названы *тиссальской свитой*. Они сравнительно широко развиты во всех трех подзонах, и лишь незначительно различаются литологическим составом и мощностью. Эта свита залегает несогласно на песчаниках апта и нижнего альба, свальявской свите или на более древних отложениях. Мощность свиты в различных подзонах сильно колеблется, нигде не превышая 100 м.

В Свальявской подзоне для тиссальской свиты характерно развитие известняков и фукоидных мергелей, в Каменецкой подзоне, помимо указанных пород, встречаются прослои песчаников и аргиллитов. В этих двух подзонах породы тиссальской свиты, вследствие плохой обнаженности и частичного размыва отложений изучены слабо.

Наиболее полно эти отложения вскрыты в пределах Тиссальской подзоны в одноименном овраге (отсюда и название свиты). Здесь на различных горизонтах кремнистых известняков нижнего мела залегают (снизу вверх):

1. Песчаники кварцевые и полимиктовые, буро-серые, рыхлые, разномерные; в основании — гравелиты 0—2 м
  2. Переслаивание известняков, мергелей и аргиллитов. Известняки тонкозернистые до плотных, песчаные, серого, темно-серого (до черного) и серовато-зеленого цвета. Мергели серовато-зеленого цвета, с многочисленными фукоидоподобными образованиями черного цвета в виде веточек, изогнутых полосок; нередко наблюдается скопление черного материала в виде небольших линз, прослоек. Такие же фукоиды характерны и для известняков. Аргиллиты черной окраски, углисто-известковистые с жирным блеском; раскалываются на остроугольные обломки, плотные; цвет их, по-видимому, обусловлен присутствием органического вещества. Мощность отдельных прослоев известняка 10—25 см, мергелей 10—25 см, черных аргиллитов 3—6 см. Преобладающее значение имеют известняки, подчиненное — аргиллиты. В этом слое в пачке зеленых мергелей (мощностью 25 см) встречена многочисленная фауна мелких пеллеципод, настолько обильная, что мергель приобретает облик ракушечника. Среди этих пеллеципод определены Т. А. Мордвилко: *Astarte* sp., *Aucellina graphaeoides* Sow., *A. parva* Stol. 8—10 ..
  3. Пятнистые породы. Переслаивание плитчатых плотных известняков и тонкослоистых мергелей. Среди них преобладают известняки и мергели с пятнистой окраской лилово-красной и зеленой. Помимо пятнистых пород, встречаются в подчиненном количестве равномерно окрашенные глинистые известняки и мергели зеленого и лилово-красного цвета с фукоидами. Преобладают мергели, особенно в верхах толщи. 3—4 ..
  4. Мергели зеленые, с фукоидами, с прослоями известковистых аргиллитов, расланцованные 10—12 м
- Общая мощность тиссальской свиты, по-видимому, свыше 30 м.

Помимо пеллеципод, в тиссальской свите были обнаружены *Neohilites stilioides* Reu p g., *N. subtilus* K r i m h., которые в совокупности с остальной ранее отмеченной фауной определяют возраст свиты как верхний альб—сеноман.

Самый восточный выход тиссальской свиты вскрывается у с. Дубовое. Там, в небольшом правом притоке р. Тересвы обнажается толща переслаивающихся голубовато-серых мергелей и известковистых песчаников, в которых Н. С. Филимоновой обнаружена фауна пеллеципод (определение Т. А. Мордвилко) и аммонитов (определение Н. П. Луппова): *Puzosia* sp. ex gr. *majori* O g b, *Puzosia* sp., *Duvileiceras* cf. *mammilare* Sch l., *Aucellina gryphaeoides* Sow. и др., обосновывающих верхнеальбский возраст толщи.

На основании изучения новейших сборов фораминифер Н. И. Маслакова выделяет в тиссальской свите три подъяруса:

1. Верхний альб с двумя зонами (снизу вверх):

- а) зона с *Ticinella roberti*;  
б) зона с *Thalmaninella ticinensis*.

Кроме этих форм, в обеих зонах встречаются: *Hedbergella trocoides* (G and), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plum), *Gyroidina mandretanica* Garb., *Discorbis wassoewizi* Djaff., *Cibicides reicheli* G and., *Anomalina djaffovoli* Agal., *Glavulina gaultina* Mor. и др.

2. Нижний сеноман с зоной *Thalmaninella apenninica*, в которой обнаружены: *Parella cretacea* Garb., *Spiroplectamina cenomana* Lalicker., *S. gandolfi* Carb., *Gaudryina inflata* Garb., *Gümbelina cenomana* Keller.

3. Верхний сеноман с зоной *Thalmaninella deeckeii*, где, помимо зональной формы, появляется *Rotalipora cushmani* (Mogrow.).

Верхнемеловые отложения в рассматриваемой зоне представлены пуховской свитой.

Во всех подзонах в составе свиты преобладают красные, зеленые и серые мергели, и в меньшей степени — известняки. Подчиненное значение имеют известковистые песчаники и аргиллиты. Иногда в основании свиты присутствуют конгломераты. Различие в строении пуховской свиты в Свалявской и Тиссальской подзонах состоит в том, что в Свалявской подзоне, кроме красных и зеленовато-серых мергелей, в составе свиты значительную роль играет песчано-глинистый флиш в верхнем сеноме и серые глины и песчаники в сантоне. В Тиссальской (и Каменецкой) подзонах пуховская свита сложена преимущественно красными и серыми мергелями.

В пределах Тиссальской подзоны хороший разрез пород пуховской свиты имеется в бассейне р. Лужанки у с. Новоселица Верхняя. Здесь он представлен (снизу вверх):

- |   |         |
|---|---------|
| 1. Конгломерат, залегающий на размытой поверхности альб-сеномана, состоит из гальки кремня, кристаллических сланцев, зеленовато-серого глинистого известняка. Размер гальки 0,5—6,0 см. Цемент карбонатный. Конгломерат чередуется с песчаником мелкозернистым, известковистым, рыжеватого-серого цвета | 2 м     |
| 2. Мергели красные, в верхних частях с прослоями зеленых и пятнистых мергелей. Изредка наблюдаются маломощные прослои песчаных известняков. В мергелях встречены скопления призматического слоя раковинок иноцерам  | 35—45 „ |
| 3. Мергели тонкорассланцованные красные, чередующиеся с тонкозернистыми серовато-зелеными сильно известковистыми песчаниками. Отдельные прослои как песчаников, так и мергелей от 1 до 8 см   | 10—15 „ |
| 4. Аргиллиты красные слабо известковистые, чередующиеся с мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. На поверхности песчаников встречаются мелкие валикообразные иероглифы   | 15—20 м |
| Общая мощность свиты 60—85 м.   |         |

В бассейне р. Боржавы у с. Приборжавское (Свалявская подзона) пуховская свита представлена в следующем виде (снизу вверх):

- |   |         |
|---|---------|
| 1. Конгломерат серый, плотный, с галькой известняка, кремня, мергеля (развит не повсеместно)  | до 4 м  |
| 2. Аргиллиты черные и буро-зеленые, известковистые, с единичными гальками известняка  | 2 „     |
| 3. Мергели красные, плотные, с включениями галек известняка и прослоями черных известковистых аргиллитов. В верхних частях галька исчезает; появляются пласты мелко- и среднезернистых известковистых песчаников. В мергелях встречены: <i>Globotruncana linneana</i> Orb., <i>G. arca</i> Cushm., <i>Globigerina cretacea</i> Orb., <i>G. elevata</i> Orb., <i>G. ex gr. compressa</i> Plum., <i>Globigerinella aff. involuta</i> White, <i>Gümbelina globifera</i> Reuss., <i>G. striata</i> Ehrenb., <i>G. globulosa</i> Ehrenb. и др. | 25—30 м |

Еще западнее, в пределах этой же подзоны, пуховские мергели встречаются в бассейне р. Латорицы, между Латорицей и р. Уж, и в

бассейне р. Уж у пос. Перечина. В последнем в довольно мощной толще красных мергелей обнаружены: *Globotruncana arca* Cushman, *G. marginata* Reuss и др. Выше залегает мощная толща известковистых песчаников, чередующихся с аргиллитами. Отложения пуховской свиты бедны макрофауной. В них встречаются обломки раковин иноцерам.

В ручье Тиссало был обнаружен обломок *Belemnitella* sp., в районе Перечина — *Seurastes* cf. *lamberti* Chavles, свидетельствующий о маастрихтском возрасте. В литературе есть указания на находки в породах пуховской свиты (в Чехословакии) Д. Андрусовым *Inoceramus* sp. и *Belemnitella mucronata* Schloth.

Н. И. Маслакова на основании изучения фораминифер считает возможным расчленить пуховскую свиту следующим образом (снизу вверх):

1. Туронский и коньякский ярусы (во всех подзонах) — красные довольно мягкие мергели с *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Globotruncana lapparenti* Brotzen, *G. angusticarinata* (Gand.), *Stensioina praexculpta* (Keller), *Gümbelina globulosa* (Ehrenb.) 20—30 м
2. Сантонский ярус (в Тиссальской подзоне). — красные мергели, в Свалявской — красные мергели и серые глины с тонкими прослоями песчаников. Сантонский возраст отложений определяется присутствием *Globotruncana globigerinoides* Brotzen, *G. bulloides* Vogler, *G. concavata* Brotzen, *Bolivoinoides sochicus* Keller, *Parella whitei* Brotzen, *Stensioina mussataensis* Vass. 25—35 „
3. Кампанский ярус (в Тиссальской подзоне) — плотные красные мергели и известняки, в Свалявской — глины серые, сильно известковистые и серые песчаники. Породы содержат кампанский комплекс фораминифер, из которых наиболее характерными являются: *Globotruncana arca* (Cushman), *G. fornicata* Plummer, *Stensioina pommerana* Brotzen, *Spiroplectamina baudoniana* (Orb.) 100—120 „
4. Маастрихтский ярус — красные и серые мергели, алевролиты и известковистые песчаники в Тиссальской подзоне и глины серые, известковистые, с прослоями серых песчаников в Свалявской подзоне. Маастрихтский возраст пород определяется присутствием в них *Pseudotextularia varians* (Rzehak), *Reussella szajnochae* (Grzyb.), *Globotruncana stuarti* (Lapp.), *G. contusa* (Cushman), *Parella navarroana* (Cushman) 70—80 м

Датские отложения в пределах Драгово-Новоселицкой зоны не показаны.

**Мармарошская зона.** В меловое время Мармарошская зона представляла собой зону относительных поднятий, особенно в юго-восточной части. Эти особенности зоны и обусловили накопление в ее пределах, как правило, грубообломочных осадков, неполноту стратиграфического разреза, наличие перерывов. В связи с неодинаковым режимом колебательных движений юго-восточная часть зоны (Чивчинско-Соймульская подзона) и северо-западная (Каменелинская подзона) имеют отличные друг от друга разрезы меловых отложений.

В основании нижнемелового разреза (титон—валанжин?) в обеих подзонах наблюдаются в основном вулканогенные образования — диабазы зеленые, мелкокристаллические и туфы, на которых залегают маломощные коралловые известняки. Толща эта вследствие плохой обнаженности изучена очень слабо — ни мощности, ни более подробный литологический состав ее неизвестны.

Выше (баррем?) в Каменелинской подзоне располагаются конгломераты и брекчии известняковые, содержащие прослои известняков и песчаников с *Oosterella cultrata* Orb. (в ручье Кузя, на правом берегу р. Тербли).

В Чивчино-Соймульской подзоне данные отложения отсутствуют.

Таким образом, о нижнемеловых отложениях Мармарошской зоны имеются лишь скудные отрывочные сведения, очевидно, вследствие их слабого развития и очень плохой обнаженности. Неизвестны даже приблизительные мощности указанных образований.

Отложения нижнего и верхнего мела в данной зоне представлены *соймульской свитой*, занимающей по объему аптский, альбский и сеноманский ярусы. Строение ее несколько отлично в Каменелинской и Чивчино-Соймульской подзонах.

В Каменелинской подзоне соймульская свита состоит из двух толщ, характер перехода между которыми наблюдать не удалось. Нижняя толща представлена конгломератами, преимущественно крупногалечными. Галька (и валуны) состоит из известняков, кристаллических сланцев, кварцитов. Цемент смешанный, песчано-известково-глинистый. Указанные конгломераты тянутся полосой от бассейна р. Угольки до р. Боржавы, выступая в рельефе в виде высокой гряды с крутыми обрывистыми склонами. Местами (в селах Долгое, Липецкая Поляна и др.) в толще конгломератов содержатся огромные глыбы (до десяти и свыше метров в поперечнике) известняков. В цементе конгломератов обнаружены *Orbitolina* sp. Описанные конгломераты по возрасту условно относятся к апту. Мощность их достигает 500 м.

Выше конгломератов залегает песчано-алевролитовая толща, сложенная песчаниками серыми и темно-серыми полимиктовыми, разнотельными слюдистыми, с растительным детритусом, известковистыми, с обильной фауной пелеципод и аммонитов. Среди последних можно указать *Parahoplites* ex gr. *melchioris* An th, *Colombiceras* ex gr. *tobleri* J a k o b., *Crioceras* ex gr. *wassilievskyi* Re n p g, свидетельствующих также, как и пелециподы, об аптском возрасте.

В бассейне р. Большая Уголька породы соймульской свиты прорваны небольшими массивами ультраосновных пород — лерцолитов. Этим массивам насчитывается свыше десяти. Вероятно, на глубине они сливаются в один массив. Породы эти были впервые обнаружены и описаны В. С. Соболевым и С. М. Беляковой (1947), а в дальнейшем изучались геологом А. А. Волошиным.

На р. Теревле, в песчаной толще обнаружен более молодой комплекс — *Puzosia* ex gr. *majori* O g b., *Inoceramus concentricus* Pa r k., *I. neocomiensis* O g b., *I. cf. anglicus* Wo o d. и др., свидетельствующий об альбе и, наконец, в самой верхней части свиты на р. Теревле обнаружены фораминиферы: *Rotalipora cushmani* (Mo r g o w), *Thalmaninella deekkei* (F r a n k e), *Praeglobotruncana stephani* (G a n d), *Spiroplectamina cenomana* L a l i k, *Hedbergella simplicissima* (S i g a l), характерные для верхнего сеномана. Вполне возможно, что на р. Теревле верхняя часть свиты — верхнеальбская — сеноманская лежит трансгрессивно на более древних (аптских) отложениях.

В Чивчино-Соймульской подзоне соймульская свита лежит резко несогласно на более древних образованиях. В Чивчинских горах эти отложения были в последние годы изучены и расчленены В. Г. Черновым на две подсвиты.

В основании нижней подсвиты наблюдается конгломерат, в котором имеются пласты песчаников, линзы детритусового песчанистого известняка с богатой фауной пелеципод — *Cucullaea glabra* Pa r k., *Thetironia minor* So w., *Barbatia aptiensis* P i c k., *Lima* cf. *gaultina* Wo o d., свидетельствующих об аптском возрасте. Мощность 2—15 м.

Выше следуют алевролиты, еще один горизонт конгломератов мощностью 10—50 м с фауной — *Inoceramus mityloides* Ma n t., *I. concentricus* Pa r k., *I. anglicus* Wo o d. и др., и, наконец, мощная толща (от 50 до 200 м) песчаников тонкослоистых, мелкозернистых и алевролитов

с гастроподами, пелелиподами *Inoceramus solomoni* Or b. и другими формами, свидетельствующими об альбском возрасте.

Верхняя подсвита в нижней части состоит из чередующихся конгломератов и песчаников мощностью 120—400 м; выше залегают серые слюдястые песчаники мощностью 150—350 м и, наконец, толща до 200 м конгломератов с прослоями и линзами песчаников и алевролитов. По-видимому, именно в этой последней толще З. Паздро обнаружил *Montelliceras montelli* Sow. (сеноман).

В пределах Раховского массива подробное описание соймульской свиты составлено В. И. Славным по разрезам гор Соймул и Кобыла.

На горе Соймул отложения соймульской свиты почти всюду лежат резко несогласно на породах триаса. На восточном склоне ее в 100 м ниже вершины вскрывается почти полностью весь разрез соймульской свиты (снизу вверх):

1. Песчаник серый, средне- и разнозернистый, известковистый, с растительным детритусом, слоистый. В песчанике многочисленны ископаемые остатки, особенно характерны мелкие развернутые аммониты, среди которых Н. П. Лупповым определены: *Macroscaphites* sp., *Heterocerars* sp. Пелелиподы (по определению Т. А. Мордвилко) представлены следующими видами: *Corbula* sp., *Cucullaea* sp. ex gr. *glabra* Park., *Cardium* sp., *Panopaea* sp., *Inoceramus* sp., *J. neocomiensis* Or b., *Lima (stenoides)* sp., *Pecten* sp. ex gr. *orbicularis* Sow., *Plicatula carteroni* Or b., *Plicatula* sp., *Echinodermata* sp. (апт) 3 м
  2. Песчаники серые слоистые тонкозернистые, известковистые, с чешуйками белой слюды, с небольшими гнездами лимонита. Ископаемые остатки почти исчезают, переход в слой 2 постепенный (альб) 9 „
  3. Песчаники серые тонкоплитчатые, расслаиванные, известковистые, содержат многочисленные листочки мусковита, пронизаны сплюсненными ветвистыми трубочками, представляющими собой, очевидно, ходы червей. В породе встречены многочисленные ископаемые остатки пелелипод — *Plicatula gurgitis* Pict. et Roux, *Neithca* sp. (определения Т. А. Мордвилко), а также обломки белемнитов (альб—сеноман) 70 м
- По всей вероятности, из этого же слоя П. И. Калугиным собрано большое количество нижнесеноманских аммонитов. Переход слоя 3 в слой 4 постепенный и совершенно незаметный. Верхние 10 м в этом обнажении задернованы, а затем располагается мощная толща крупногалечных конгломератов, слагающих вершину горы Соймул.

На западном склоне горы Соймул хорошо вскрыта та часть разреза (нижние 8 м), которая в обнажении восточного склона задернована. Разрез ее следующий (снизу):

1. Конгломераты базальные с галькой кварца, песчаников, кремней до 3 м
2. Известняки серые и темно-серые, слабо песчанистые, массивные, очень плотные. Часто на выветрелой поверхности их образуется бурая железисто-песчаная корочка, как бы облегающая отдельные куски известняка. В породе заметны членики криноидей и многочисленные, но не определимые (в этом обнажении) остатки пелелипод (нижний апт) 8—10 „
3. Песчаники серые с железистыми включениями. В них собраны пелелиподы: *Plicatula* cf. *carteroni* Or b., *Inoceramus* sp., а также обломки белемнитов (верхний апт) около 40 м
4. Конгломераты, слагающие вершину горы, налегают непосредственно на песчаники. Контакт виден хорошо.

Таким образом, здесь разрез мела начинается с весьма характерных известняков, но иногда ниже этих известняков присутствуют конгломераты.

На юго-восточном склоне горы Соймул в 500—700 м от вышеописанного разреза можно наблюдать следующее обнажение:

1. Тонкоплитчатые известковистые, слюдястые сланцы (триас—юра).
2. Конгломераты серые, песчанистые. Галька крупная, хорошо окатанная, главным образом кварцевая, реже — кристаллических сланцев. Размер гальки от 1 до 20—30 см. Цемент песчаный 3—4 м

- |  |     |
|--|-----|
| 3. Песчаник серый, известковистый . . . . .  | 1 м |
| 4. Конгломерат серый аналогичен слою 2, но галька менее крупных размеров и более однородна . . . . .   | 3 „ |
| 5. Песчанистый известняк серый, плотный, брекчиевидный, содержит на поверхности обломков железисто-песчаную корочку (аналогичен слою предыдущего разреза). Здесь встречены: <i>Orbitolina</i> sp., <i>Dasiniopsis</i> sp., <i>Pecten</i> sp. . . . . | 5 „ |
| 6. Песчаник серый слястый, в нижней части с мелкими аммонитами, в верхней с <i>Inoceramus</i> sp. (апт) . . . . .  | 4 м |

Все эти обнажения, полностью характеризующие соймульскую свиту апт—сеномана, располагаются на всех склонах горы Соймул вблизи ее вершины.

По западному склону указанные отложения спускаются довольно узкой полосой вплоть до русла р. Тисы. В низах свиты, в песчаниках, была найдена В. И. Славиным и В. Н. Живлюк фауна апта: *Matheronites* sp., *Phylloceras* aff. *guettardi* R a s p., *Macroscaphites* sp., *Nucula* sp., *Cuculaea* sp. ex gr. *moreana* O r b., *Cuculaea* sp., *Opis* sp., *Cuprina* sp., *Inoceramus* sp., *Pecten orbicularis* O r b., *Spondilus* sp., *Plicatula carteroni* O r b.

Выше по склону горы Соймул в той же песчаной толще обнаружены формы более высоких слоев: *Inoceramus* aff. *anglicus* W o o d., *Inoceramus* sp., *Exogyra* sp. и др.

Разрезы соймульской свиты на горе Кобыла, в 8 км к западу от горы Соймул, даже в деталях сходны с описанными разрезами Соймула, но еще богаче фауной.

На южном склоне горы Кобыла, в 200—250 м от шоссеной дороги, в небольшом карьере песчаников обнажаются (снизу вверх):

- |   |      |
|---|------|
| 1. Песчаники сильно известковые, железистые, голубовато-серые на свежем изломе. Песчаники содержат растительный детритус, обломки угля, изредка мелкую кварцевую гальку и очень многочисленный комплекс фауны: <i>Nautilus</i> sp., <i>Macroscaphites</i> sp., <i>Gastropoda</i> sp., <i>Plicatula carteroni</i> O r b., <i>Cuculea cornuelli</i> O r b., <i>Neithea</i> cf. <i>daghestanica</i> R e n n g., <i>Neithea</i> sp. nov. M o r d v. (in coll.) ex gr. <i>N. daghestanica</i> R e n n g., <i>Barbatia</i> (?) <i>cottaldi</i> O r b., <i>Pecten (camptonectes) cottaldii</i> O r b., <i>Inoceramus neocomiensis</i> O r b., <i>Ostrea</i> sp. <i>Limatula</i> sp. и простейших <i>Orbitolina</i> sp. В верхней части этого слоя ископаемые беднее; здесь найден отпечаток листа растения, а также <i>Finna robinoldi</i> O r b., <i>Plicatula gurgites</i> P i c t. et R o u x. (апт—альб) . . . . . | 10 м |
| 2. Аргиллиты песчаные, сильно слюдястые, светло-серые (белесые), тонколистоватые, рассланцованные (альб—сеноман) . . . . .  | 8 м  |

Таким образом, в разрезе горы Кобыла, так же, как и на горе Соймул, устанавливается единая однообразная (более грубая в основании) песчаная свита, формирование которой происходило от нижнего апта до сеномана (включительно).

Исключительно интересное, но уже совершенно иного типа, обнажение соймульской свиты было встречено к западу от горы Кобыла в овраге Заячьем. Здесь наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

- |   |       |
|---|-------|
| 1. Конгломерат известняковый, плотный, темно-серого цвета, мелкогалечный. Галька состоит в основном из серых и желтых известняков юры и кварца; цемент — карбонатный, глинистый, обильный. Распределение гальки неравномерное, вследствие чего в отдельных прослойках породу можно назвать известняком с включениями гальки . . . . . | 2,5 м |
| 2. Конгломерат серый, преобладает хорошо окатанная галька кварцитов, слюдястых сланцев и мраморизованного известняка; цемент породы карбонатный . . . . .   | 4 „   |
| 3. Известняк серый, плотный, с кальцитовыми прожилками; он постепенно переходит в слой 4 . . . . .  | 1 „   |
| 4. Известняк обломочный, органогенный, серый с многочисленными обломками раковин пелеципод и гастропод (мощность 2 м). Этот слой по простиранию очень сильно на коротком расстоянии увеличивается   |       |

- в мощности, образуя своеобразную линзу, которая сложена известняками светло-серыми с белыми пятнами и точками, органогенными, с массой фауны: *Patella* sp., *Methaceritum* sp., *Celenopora* sp. Кроме того, встречены кораллы, водоросли, губки, пеллециподы. Известняк
5. Известняк серый, обломочный, слоистый, с мелкой галькой кварца, с ярко-зелеными зёрнами глауконита (?), образующими иногда мелкие линзочки с органическим детритусом. Мощность отдельных слоев 10—20 см 6—7 м 2 „
6. Песчаник серый, известковистый, мелкозернистый, слоистый, перемежается с тонкими прослойками зеленоватых мергелей. В мергелях — зёрна глауконита. В песчанике содержится кварцевая галька, хорошо окатанная. В одном из мергелистых прослоев встречен отпечаток крупной конусовидной фораминиферы (возможно, *Orbitolina* sp.) 10—15 „
7. Песчаник серый известковистый, с мелкой слабо окатанной галькой черных сланцев, аргиллитов, известняка и более хорошо окатанной галькой кварца 5 „
8. Мергели серые пятнистые с фукоидами, перемежающиеся с такими же серыми органогенными известняками и серыми известковистыми разнозернистыми песчаниками. В известняках найдены обломки призматического слоя иноцерамов, а в мергеле в шлифах Б. М. Келлером определены *Globigerina cretacea* Orb., *Gümbelina globulosa* Ehrenb. 10 м
9. Красные аргиллиты, залегающие несогласно (эоцен).

Следует отметить большое разнообразие разрезов нижнего — верхнего мела в пределах Раховского массива. Если принять во внимание специфичность геотектонических условий этого района в мезозое, то станет ясна эта быстрая смена фаций.

Проблема более молодых отложений в Мармарошской зоне окончательно не решена. По-видимому, начиная с турона, вся или большая часть зоны представляла собой область денудации.

**Раховская зона.** Раховская фациальная зона в виде узкой полосы протягивается вдоль северного края Мармарошской зоны. В ее пределах известны отложения нижнего мела и сеномана. Выше лежащие породы отсутствуют, вероятно, в связи с предпалеогеновым размывом. Меловые породы зоны представляют собой мощную толщу терригенного флиша, образующую самостоятельный единый крупный литологический цикл. Все породы этой зоны носят признаки близости источника сноса, которым служил Раховский массив.

Меловые отложения Раховской зоны делятся на две свиты — раховскую (неоком) и буркутскую (апт, альб, сеноман).

**Раховская свита** развита в бассейнах Белого и Черного Черемошей, Белой и Черной Тисы, Тересвы, Теревли, Рики и Боржавы. В районе с. Долгого на Боржаве она перекрывается толщами более молодых образований. Отличительной чертой пород, слагающих свиту, является их темная окраска, вследствие чего эту свиту иногда именуют «черным флишем». Характерна также и карбонатность всего набора пород свиты. По фауне свита разделяется на две подсвиты — нижнюю (валанжин—готерив) и верхнюю (баррем).

Нижняя подсвита, отвечающая синайским слоям Румынии, сложена породами, среди которых преобладают черные аргиллиты и алевролиты. В виде отдельных прослоев встречаются темно-серые мергели, известняки, песчаники, гравелиты и конгломераты. Основная масса толщи представляет собой тонкий двухкомпонентный и реже — трехкомпонентный флиш. Однако вследствие широкого развития явлений подводного оползания нормальная флишевая слоистость часто бывает нарушена и прослои приобретают форму линз. Отдельные пачки характеризуются очень сложной оползневой текстурой. Общая максимальная мощность около 500 м.

Верхняя подсвета представлена переслаиванием пачек мелкоритмичного флиша и пачек тонкослоистых аргиллитов и алевролитов и содержит редкие прослои массивных слюдястых песчаников мощностью от 1 до 5 м. Местами песчаники переходят в конгломераты. Мощность около 500 м.

В центральной части Закарпатья разрез раховской свиты описан В. И. Славиным к северу от с. Долгое в излучине р. Боржавы на правом берегу. Этот разрез интересен тем, что здесь обнаружена фауна в наиболее древних частях неокомского флиша.

На коралловых известняках титон—валанжина залегают (снизу вверх):

1. Глинистые сланцы темно-серые, с коричневым оттенком, перемежающиеся с песчаниками мелкозернистыми слюдястыми, известковистыми. В толще встречаются частые прослои известняков темно-серых с синеватым оттенком, плотных (мощность пластов от 0,4 до 3 м). Толща имеет явно флишевый характер. В одном из прослоев известняка найдена многочисленная фауна аммонитов, белемнитов и пелеципод плохой сохранности. Среди белемнитов Г. Я. Крым-гольцем определены: *Hibolites* cf. *latisulcatus* Orb., *H. longior* Schwetz., *Hibolites* sp.; среди обломков аммонитов Н. П. Лупповым определены — *Olcostephanus* (*Astieria*) Pavl., *Leopoldia* sp., *Oosterella* sp. (валанжин).
  2. Песчаники сизовато-серые мелкозернистые, с тонкими прослоями темно-серых глинистых сланцев, плотных серых мергелей и мелкогалечных конгломератов. Флишевый облик толщи подчеркивается больше, чем в слое 1. Возраст этого слоя неясен, скорее всего он соответствует баррему.
- Общая мощность разреза свыше 100 м.  
Более молодые отложения здесь отсутствуют.

В бассейне р. Б. Угольки фаунистически подтверждена готеривская часть разреза раховской свиты. Она состоит здесь из переслаивающихся песчаников темно-серых, голубоватых на свежем изломе, очень плотных, массивных, мелкозернистых с оскольчатой щебенкой и алевролитов тонкослоистых темно-серых, иногда содержащих значительное количество мелких чешуек мусковита. Как песчаники, так и алевролиты сильно известковисты. В песчаниках встречаются линзы сидерита, буроуго с поверхности. Изредка в толще можно наблюдать прослой светло-серых мергелистых аргиллитов и черных мергелей, а также темно-серых песчаников с мелкой слабо окатанной галькой кварца. В средней части этой свиты был найден крупный экземпляр аммонита хорошей сохранности, определенный В. И. Славиним как *Crioceras baleare* No 1. var. *carpatica* Slav. Как и вся группа *Crioceras duvali* Lev. он характерен для готерива. Мощность толщи превышает 1000 м.

В разрезе по ручью Каменели — выше конгломератов и брекчий титон — неокома располагается резко несогласно свита буровато-серых мягких, сильно выветрелых, известковистых песчаников с большим количеством слюды и обильным растительным детритусом. В песчаниках почти повсеместно встречаются ожелезненные раковины фораминифер, аммонитов и пелеципод. Аммониты — *Phylloceras* sp., *Parahoplites* sp. ex gr. *melchioris* Anth., *Acanthoplites* sp. ex gr. *tobleri* Jakob., а также обломок раковины по скульптуре, похожей на *Crioceras wassilievskiy* Repn g. (определения Н. П. Луппова); пелециподы — *Nuculana scapha* Orb., *Mytiella* sp. nov. Mordv. (in coll), *Variamussium alpinum* Orb., *Grammatodon securis* Leym., *Arca* aff. *sanctaerucis* Pict. et Camr., *Unicardium vestense* Woods, *Lima cottaldi* Orb., *Pecten* sp. ex gr. *orbicularis* Sow. (определения Т. А. Мордвилко). Мощность слоя свыше 50 м (баррем?).

Таким образом, в бассейне р. Угольки имеется очень полный и разнообразный разрез раховской фации нижнего мела.

От бассейна Б. Угольки отложения раховской свиты в восточном направлении прослеживаются сравнительно широкой полосой через

верховья Лужанки, Тересвы, Апшицы и Шопурки в бассейн рр. Черной и Белой Тиссы. Здесь обнажаются очень хорошие разрезы пород раховской свиты — черного карбонатно-терригенного флиша в районе г. Рахова:

1. Тонкоритмично чередующиеся песчаники мелкозернистые серые, в выветрелом состоянии слегка буроватые, известковистые с листочками слюды, с темно-серыми плотными мергелистыми тонкозернистыми песчаниками и буровато-серыми аргиллитами. Толщина отдельных элементов ритма 0,05—0,10 м. Мощность ритма 0,20—0,50 м.
2. Чередующиеся аргиллиты и песчаники. Преобладают первые. Их пачки достигают 40 см, тогда как разделяющих их песчаников — 5—10 см. Песчаники мелкозернистые, слюdistые. Изредка в породе встречаются линзы железистых бурых песчаников. Видимая мощность 30—40 м.
3. Чередующиеся толстоплитчатые (до 70—80 см) песчаники с тонкими (10—15 см) пластами аргиллитов. Видимая мощность 10 м.
4. Песчаники тонкозернистые, переслаивающиеся с аргиллитами (аналогичны описанным в слое 1). Мощность 8 м.
5. Чередующиеся темно-серые (до черных) глинистые известняки с серыми аргиллитами и песчаниками. Известняки плотные, пloyчатые, содержат большое количество тонких белых кальцитовых прожилков. Мощность известняковых слоев 10—15, реже до 40 см.
6. Ритмично чередующиеся песчаники, аргиллиты и известняки; массивные пласты известняков исчезают и в разрезе преобладают аргиллиты темно-серого цвета, изредка желтовато-бурые.
7. Переменяемость песчаников мелко- и среднезернистых с аргиллитами. В разрезе явно преобладают песчаники, причем отдельные пласты их достигают 1,3—1,5 м. В нижней части такой массивный песчаник обычно представляет собой мелкогалечный конгломерат. Галька в нем состоит из черных аргиллитов и кварца.

Приведенные разрезы обнажений характеризуют различные стратиграфические горизонты в общем очень однообразной раховской свиты.

За пределами описанного района были обнаружены конгломераты, которые в ряде других мест, например в долине р. Косовской, на водоразделе Тиссы и Косовской, в бассейне р. Шопурки и др., располагаются в основании свиты.

Наиболее высокие горизонты раховской свиты хорошо обнажаются в районе слияния Черной и Белой Тиссы (снизу вверх):

1. Переслаивающиеся серые и темно-серые мелкозернистые песчаники и темно-серые аргиллиты, подобные описанным в предыдущих обнажениях (готерив) . . . . . ?
2. Серые тонкослоистые, часто известковистые мягкие аргиллиты, перемежающиеся с тонкими пластами мелкозернистых песчаников . . . . . около 100 м
3. Песчаники серые среднезернистые, массивные с мелкой кварцевой галькой в отдельных слоях ритма и с тонкими прослоями аргиллитов . . . . . 10—20 „
4. Ритмичное чередование серых и темно-серых аргиллитов и мелкозернистых светло-серых слюdistых песчаников. На поверхности песчаников хорошо различимы иероглифы в виде длинных одиночных валиков (готерив—баррем) . . . . . 10 м

В слое 4 в 1948 г. А. А. Максимовым и Т. Бондаревой были найдены раздавленные аммониты плохой сохранности *Spectoniceras* sp., *Astieria* sp. (?), *Crioceras* cf. *duvali* Lev. (определения Е. Черновой). Эти находки в 1948 г. были пополнены В. И. Славным — *Ancylloceras* (?) sp. ex gr. *zitteli* Uhl., *Ancylloceras* (?) sp. ex gr. *hoheneggeri* Uhlig. (определения Н. П. Луппова) и, наконец, в 1949 г. здесь же В. Н. Живлюк обнаружила более хорошо сохранившийся экземпляр *Leptoceras* aff. *pumilum* Uhlig. На основании указанного комплекса фауны данная свита может быть отнесена к готериву — нижнему баррему.

Породы раховской свиты из бассейна Тиссы протягиваются далее на восток, где обнажаются в долинах рек Черный Черемош и Перкалаб (рис. 27). Здесь наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Пачка чередующихся мелкогалечных и гравийных конгломератов, песчаников и черных аргиллитов, располагающаяся на различных горизонтах юры, триаса или палеозоя. Галка в конгломерате состоит из кристаллических пород, кварца, известняка, сланцев, яшм, доломитов; цемент карбонатный, порода очень твердая 40 м
2. Пачка перемежающихся черных глинистых сланцев, известняков, мергелей и песчаников. Все породы темные, почти черные. Пласты известняка иногда достигают мощности 1 м. Глинистые сланцы блестящие, часто со значительной примесью углистого вещества, преобладают, составляя примерно 75%. В верхней части толщи начинается постепенное преобладание слоев песчаников, окраска которых становится более светлой, а мощность слоев достигает 3—4 м; одновременно с этим исчезают и известняки, и только черные углистые сланцы сохраняются без изменения. Готеривский возраст этой толщи определяется по находке 3. Паздро *Lamelaptychus didayi* Соф. 50 м

В 1961 г. в самой верхней части толщи В. И. Славину удалось обнаружить комплекс аммонитов, очень сходных с теми, которые были найдены к северу от Рахова в устье Белой Тиссы, и определены как барремские.

Мощность раховской свиты на склонах хр. Чивчин, по сравнению с Раховским районом, сильно сокращена и достигает всего 300—400 м. Выше лежит буркутская свита.

Суммируя все ранее известные данные и результаты работ самых последних лет, можно заключить, что раховская свита по возрасту охватывает весь неокм от валанжина до баррема включительно. Находки фауны в бассейне р. Боржавы — *Olcostephanus* sp., *Leopoldia* sp., *Hibolites* cf. *latisulcatus* Ogb., в бассейне Б. Угольки — *Hibolites longier* Schutctz. подтверждают валанжинский и готеривский возраст; там же, на Б. Уголке найден готеривский аммонит *Crioceras boleare* Nol. и др.

Примерно на границе нижней и верхней подсвит раховской свиты, в устье р. Белой Тиссы, был обнаружен давно известный в литературе готерив-барремский комплекс аммонитов, пополненный позднейшими сборами В. И. Славина: *Holcodiscus* cf. *percianus* Ogb., *Spitidiscus andrusovi* Kargh k., *Pseudothurmannia* sp., *Bohianites* sp., *Litoceras* sp. (определения Н. П. Луппова). К этому же стратиграфическому интервалу относятся аммониты, обнаруженные В. И. Славиним на р. Белый Черемош у с. Перкалаб. Из них определены — *Spitidiscus* sp., *Protetragonites* sp., *Phyllophyceras* sp., уточняющие нижнебарремский возраст отложений.

В толще верхнераховской подсвиты на р. Белый Черемош Т. Н. Горбачик определен комплекс фораминифер: *Ammobaculites* aff. *schirvanensis* Ant., *Anomalina* sp., *Trochammina* sp.

**Буркутская свита.** Район развития этой свиты на западе ограничивается р. Тересвой, на востоке она пересекает государственную границу и уходит в пределы Румынии. Почти всюду буркутская свита согласно залегает на породах раховской свиты и лишь на крайнем юго-востоке наблюдаются признаки несогласия в ее основании. То же явление отмечается и в Румынии.

Буркутская свита делится на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. Последняя в свою очередь расчленяется на две толщи.

Нижняя подсвита сложена преимущественно тонкоритмичным флишем, переходящим в среднеритмичный флиш, содержащий редкие прослой массивных песчаников. В основании подсвиты местами выделяется пачка грубого песчаного флиша. Эти породы можно видеть в карьере

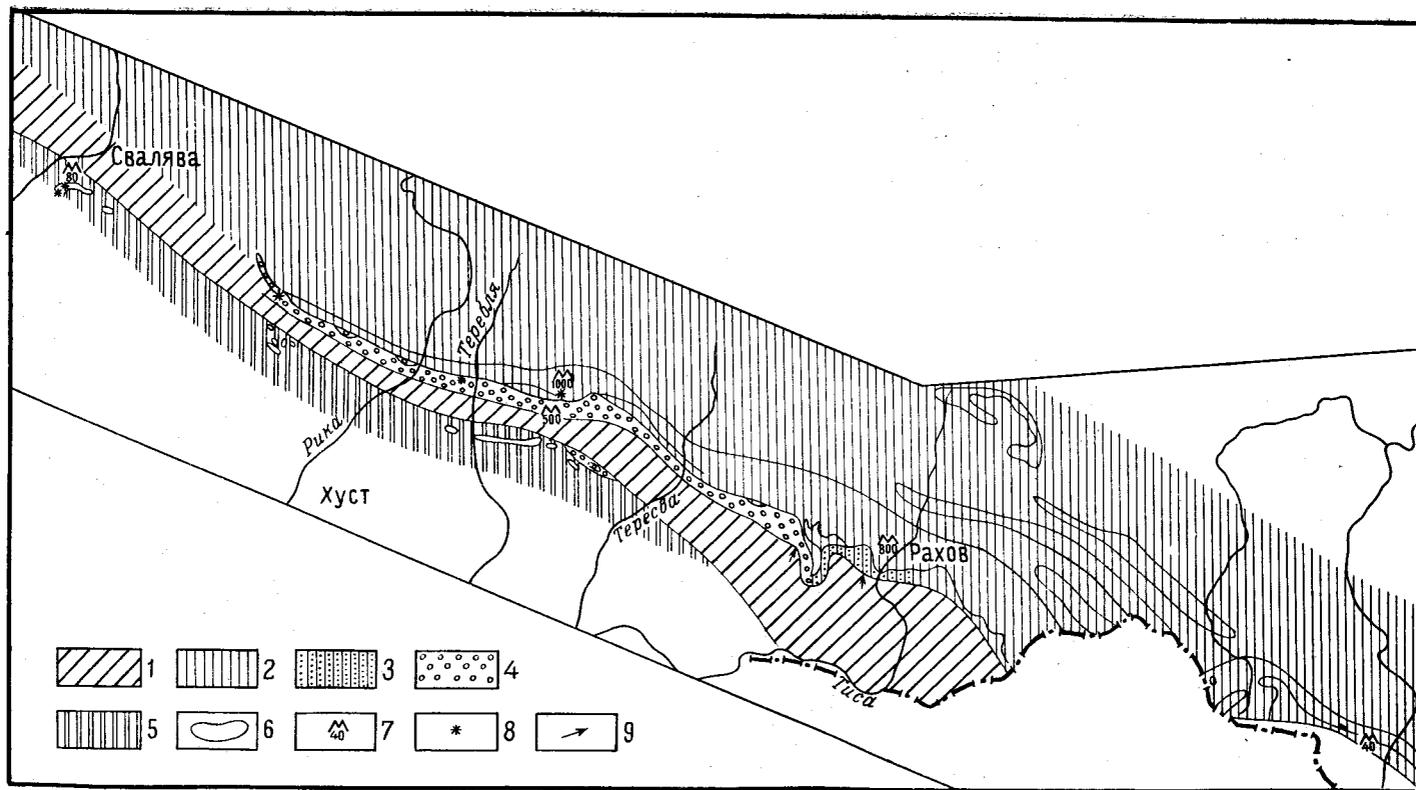


Рис. 27. Схема фаций неокома

1 — области сноса; 2 — флишевые фации; 3 — флишевые фации с песчаниками в нижней части разреза; 4 — фация конгломератов; 5 — известняково-кремнистая фация; 6 — выходы неокома на поверхность; 7 — мощности в метрах; 8 — местонахождения фауны; 9 — направление сноса

на левом берегу р. Черной Тиссы, где серые и темно-серые массивные толстослоистые слюдястые песчаники переслаиваются с черными аргиллитами и мелкогалечным конгломератом (апт?).

Верхняя подсвита сложена преимущественно песчаниками. Она разделяется на две толщи: 1) нижняя толща представлена грубым песчаным флишем с прослоями песчаников и алевролитов до 3 м мощности; 2) верхняя толща сложена массивными пластами песчаников и, реже, конгломератов мощностью от 5 до 20 м. Массивные пласты разделены пачками мелкоритмичного флиша такой же или большей мощности. Наблюдается изменчивость толщи вдоль простирания зоны на юго-восток: в бассейне р. Сучавы массивные пачки разделены прослоями мелкоритмичного флиша и содержат много конгломератов. В Румынии эта толща выделяется как конгломератовая.

В направлении к северо-западу конгломераты сменяются гравелитами и песчаниками.

Наиболее широкое развитие буркутская свита имеет в бассейне р. Черемош, где она была в последние годы детально изучена С. Л. Бызовой и В. Я. Добрыниной. По их данным, разрез буркутской свиты представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Толща мелкоритмичного флиша с отдельными пачками серых слюдястых песчаников мощностью до 6 м. В верхнем течение р. Сараты и на р. Черный Черемош В. И. Славиным в верхней части этой толщи встречены аммониты *Colombiceras* sp., свидетельствующие о верхне-аптском возрасте (нижняя подсвита) до 800 м
2. Толща грубого флиша — чередование средне- и грубозернистых песчаников, алевролитов, серых и зеленовато-серых аргиллитов.  
Изредка в песчаниках встречаются мелкогалечные конгломераты. На границе этой толщи с вмещающей на р. Черный Черемош Т. Н. Горбачик определен комплекс фораминифер *Plectocurvoides grosheimi* (Вик.), *Glomospira* ex gr. *gaultina* (Мог.) и др., указывающий на альбский и сеноманский возраст пород (нижняя толща верхней подсвиты) 400—500 „
3. Среднезернистые слюдястые песчаники, чередующиеся с тонкоритмичным флишем (верхняя толща верхней подсвиты). Эта толща сохранилась только в крупных синклиналиных структурах (например, на Яровицком хребте) 600 м

Таким образом, возраст буркутской свиты определяется ее положением выше отложений баррема и упомянутой фауной как апт—сеноманский. З. Суйковский, выделивший и давший название свите, описывал ее как базальную свиту шипотской серии.

В результате исследований последних лет подтвердилось, что буркутская свита является возрастным аналогом части шипотской серии, от которой отличается литологическим составом и имеет с ней тектонический контакт.

**Шипотская зона** простирается полосой через бассейны верховьев рр. Тересвы, Черной Тиссы, Прута и средней части бассейнов Черного и Белого Черемошей, уходя далее в юго-восточном направлении в пределы Румынии. Эта зона окаймляет Раховскую фациальную зону вдоль ее северо-восточной границы. По своему положению Шипотская фациальная зона соответствует центральной части мелового флишевого прогиба. В пределах этой зоны меловые отложения представлены наиболее полно. Это в основном осадки относительно глубоководные и удаленные от источников сноса.

В составе меловых отложений зоны в настоящее время выделены три свиты: шипотская (нижний мел—сеноман), яловецкая (турон—сантон) и черногорская (кампан—датский ярусы).

Во второй половине XIX в. К. Паулем были впервые выделены «шипотские» слои. З. Суйковский детально изучил эти отложения и раз-

делил их на четыре серии. Позднее М. В. Муратов и Н. И. Маслакова отложения I и II серий объединили в черемошскую свиту, ошибочно определив ее возраст как турон—коньякский, а отложения III и IV серий выделили под названием свидовецкой свиты сенонского возраста.

В дальнейшем это расчленение было исправлено и в последнем варианте большинством геологов принята схема с наименованиями свит, предложенных Я. О. Кульчицким: I и II серии были названы шипотской свитой, а III и IV — яловецкой. Залегающий выше верхнемеловой флиш («иноцерамовая свита») назван черногорской (скуповской) свитой.



Рис. 28. Обнажение шипотской свиты на р. Белый Черемош. Фото В. И. Славина

**Шипотская свита.** Отложения этой свиты в виде узких прерывистых полос прослеживаются в центральной и восточной частях Закарпатья, увеличиваясь в мощности и сливаясь в непрерывную широкую полосу в бассейнах рр. Прута, Белого и Черного Черемошей и уходя в юго-восточном направлении на территорию Румынии (рис. 28).

На пространстве между верховьями рр. Угольки и Шопурки шипотская свита имеет следующий разрез (снизу вверх):

1. Тонкоритмичное чередование черных кварцитовидных известковистых песчаников с призматической отдельностью и черных аргиллитов.
2. Темно-серые алевролиты, переслаивающиеся с черными, иногда зеленоватыми аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками (все породы известковистые).
3. Черные кварциты и кварцитовидные песчаники с жирным блеском, раковистым изломом, переслаивающиеся с черными и темно-зелеными аргиллитами, реже слюдистыми песчаниками. На поверхности кварцитов встречаются грубые бугорчатые иероглифы.

В бассейне Черемоша наблюдаются наиболее полные и хорошо обнаженные разрезы шипотской свиты. Там она подразделяется на нижнешипотскую и верхнешипотскую подсвиты.

Нижнешипотская подсвита состоит из черных и темно-серых аргиллитов с прослоями сидеритов и с конкрециями сферосидеритов. Кроме этого, в ее составе присутствуют зеленые аргиллиты, мергели, алевролиты и песчаники. Последние в нижней части разреза слагают редкие пласты 1,5 м мощностью, а также появляются в верхах подсвиты, образуя переходную пачку к вышележащей подсвите. Видимая мощность подсвиты 400 м. В отложениях подсвиты, среди пластов с сидеритами

был обнаружен аммонит, определенный В. В. Друщицем как *Craspedodiscus* sp., характерный для готерив—баррема. Из самых верхних горизонтов подсвиты обнаружены аптские фораминиферы: *Hedbergella aptica* (Agal.), *Discorbis dampelae* Mjatl.

Верхнешипотская подсвита сложена кварцитовидными стекловатыми песчаниками с прослоями серых и зеленовато-серых аргиллитов, образующими четкие ритмы, более грубые внизу (2—3 м) и тонкие (20—40 см) вверху. Из фораминифер здесь найдены виды исключительно с агглютинированной раковиной, стратиграфическое значение которых недостаточно изучено. Отсюда определены: *Plectorecurvoides alternans* Noth., *P. aff. grossheimi* (Bukalova), *Glomospira* ex gr. *charoides* (Park. et Jones), *G. ex gr. gaultina* Berth., *Ammodiscus serpuloides* (Schac) и др., известные в литературе как из альбских, так и сеноманских отложений. М. Филипеску (1960) указывает из верхней части окварцованных песчаников, характерную для сеномана *Thalmaninella apenninica* (Renz.). Мощность подсвиты 200—300 м.

Выше — постепенный переход в отложения яловецкой свиты.

Таким образом, наиболее вероятный возрастной предел шипотской свиты — от неокома до сеномана включительно\*.

**Яловецкая свита.** В пределах Шипотской зоны к яловецкой свите отнесены выделенные ранее М. В. Муратовым и Н. И. Маслаковой отложения, именовавшиеся ими свидовецкой свитой, и по возрасту отнесенные (как сейчас выяснилось, ошибочно) к сенону. Эти отложения согласно залегают на породах шипотской свиты и имеют с ними постепенные переходы. За основание яловецкой свиты принято считать появление в разрезе меловых отложений зоны пестроцветных (красных и зеленых) аргиллитов.

Общие закономерности в составе и строении яловецкой свиты следующие: в основании разреза залегают красные известковистые аргиллиты с редкими и тонкими прослоями серых и зеленовато-серых алевролитов, иногда кварцитовидных, и кремней. Выше залегают мелко-ритмичный флиш, состоящий из чередующихся серых, зеленовато-серых, темно-серых и, реже, красных аргиллитов с прослоями серых алевролитов, реже песчаников. Вверх по разрезу флиш грубеет и красные разности аргиллитов исчезают.

Так, на р. Тербле, в ядре Негровецкой антиклинали на темно-серые и зеленовато-серые мелкозернистые кварциты, переслаивающиеся с зелеными известковистыми аргиллитами (шипотская свита), налегают (снизу вверх):

1. Красные аргиллиты с прослоями зеленых аргиллитов и кремнистых песчаников (переход постепенный) 40 м
2. Песчаники зеленовато-серые, грубослойные кварцитовидные, часто слюдистые, мелкозернистые известковистые с прослоями серых и зеленовато-серых аргиллитов 200—300 „
3. Голубовато-серые, известковистые алевролиты с жилками кальцита и темно-серые и черные известковистые алевролиты 300—400 м

\* Некоторые исследователи (С. С. Круглов, Н. В. Дабагян, Н. И. Жиловский и другие) нижний возрастной предел шипотской свиты ограничивают аптом, сопоставляя отложения нижнешипотской подсвиты со сланцевой толщей Румынии, где М. Филипеску (1960) указывает в низах толщи наличие *Procheloniceras*, *Ancyloceras* и в средней части — *Neohibolites aptiensis strombeckiforis*. Верхним пределом возраста шипотской свиты упомянутые исследователи считают нижнюю часть альба, так как по их данным, в вышележащей яловецкой свите обнаружена альбская и альб-сеноманская микрофауна. Однако, по данным Я. О. Кульчицкого и А. В. Максимова (1961), в румынской части Восточных Карпат в отложениях, сопоставляемых с шипотской свитой, развитой на территории СССР, найдены валанжин-барремские аммониты (*Parahoplites angulicostatus* Orb., *P. borovae* Uhl., *Neocomites neocomiensis* Orb.). Это еще раз подтверждает правильность включения в шипотскую свиту и неокома.

Отдельные обнажения яловецкой свиты имеются и на р. Тересве, у с. Красна, где особенно хорошо обнажен горизонт красных аргиллитов.

Восточнее, на Белом Черемоше, выше черных кварцитовидных песчаников и черных аргиллитов залегают (снизу вверх):

- |  |             |
|--|-------------|
| 1. Пачка переслаивающихся красных, зеленых и черных аргиллитов и кремней. Местами породы имеют пятнистую окраску. Толщина прослоев, как правило, не превышает 15—20 см | около 30 м  |
| 2. Пачка тонкопереслаивающихся красных и зеленых аргиллитов  | 17—20 „     |
| 3. Серые и зеленые аргиллиты, чередующиеся с серыми и зеленовато-серыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками   | более 100 м |

К востоку от р. Белый Черемош в составе свиты значительную роль начинают играть черные аргиллиты. Мощность яловецкой свиты достигает 200 м.

В пачке красных аргиллитов содержится обильная фауна агглютинированных фораминифер, из которых наиболее характерными являются: *Uvigerinammina jakoi* Majzon, *Textularia trochus* (Orb.), *Trochammina globigeriniformis* (Park. et Jon.), *Gaudryina* aff. *filiformis* Berth., *Ammodiscus rectus* Ehgenb. Вид *Textularia trochus* Orb. указывается в литературе из верхнемеловых отложений, начиная с турона. Последние два вида *Gaudryina* aff. *filiformis* Berth. и *Ammodiscus rectus* Ehgenb. известны из туронских отложений Урала и Сибири.

Верхняя часть яловецкой свиты характеризуется присутствием *Globotruncana globigerinoides* Brotzen, *G. lapparenti* Brotzen, *Parella white* Brotzen, *Bolivinooides sochicus* Keller. и единичных *Rzehakina epigona* (Rzehak.). Приведенный комплекс указывает на сантонский возраст рассматриваемой части разреза.

Таким образом, возраст яловецкой свиты в целом определяется как турон—сантонский.

**Черногорская свита** во всех разрезах тесно связана постепенным переходом с яловецкой свитой и сложена преимущественно песчаниками. В нижней части разреза песчаники толстослоистые, чередующиеся с довольно мощными пачками мелкокоритмичного песчано-глинистого флиша. Выше пачки мелкокоритмичного флиша из разреза выпадают и толща состоит из массивных песчаников, содержащих тонкие прослои аргиллитов и очень редкие и маломощные пачки тонкоритмичного флиша. Мощность свиты 450 м.

В песчаниках свиты найден *Inoceramus* sp. и фораминиферы—*Spiroplectamina baudoniana* (Orb.), *Rzehakina epigona* (Rzehak.), *Hormosina ovulum* (Grzyb.), *Trochamminoides ptoteus* (Keller), *Recurvoides* aff. *eggeri* (Cushman) и др., широко распространенные в верхнесенонских отложениях Карпат и других регионов Альпийской складчатой области.

**Березнинская зона.** Березнинская фациальная зона является западным продолжением Шипотской зоны и охватывает район верхних течений рек, стекающих с Карпатского водораздела на юг—от Черной Тиссы на востоке до Ужа на западе и дальше, до государственной границы с Чехословакией. Меловые отложения этой зоны еще недостаточно хорошо изучены, а большинством геологов они до последнего времени относились к олигоцену и сопоставлялись с нижнемеловой свитой. Однако обнаруженные в ряде мест в указанных породах иноцерамы заставили пересмотреть вопрос об их возрасте. Теперь, для того чтобы эти отложения заняли свое настоящее место в стратиграфической колонке меловых пород Березнинской зоны, необходимо проведе-

ние дополнительных детальных геологосъемочных работ и тематических исследований.

На основании имеющихся материалов в Березнинской зоне могут быть выделены отложения шипотской (?) и березнинской свит.

**Шипотская свита.** В Березнинской зоне известны лишь верхи свиты, представленные единичными обнажениями. В верховье р. Люты к этой свите предположительно относится толща переслаивающихся плитчатых черных и темно-зеленых кварцитов, кварцитовидных песчаников и черных крепких кремнистых аргиллитов, в которых обнаружен *Montelliceras* sp. На р. Суха Бронька (бассейн р. Боржавы) в переслаивающихся зеленовато-серых песчаниках и аргиллитах найдены *Nucula* ex gr. *albiensis* Sow. и *Inoceramus* sp. Указанные палеонтологические находки характерны для альба. Более низкие горизонты шипотской свиты здесь неизвестны.

**Березнинская свита.** Эта свита развита в бассейне р. Ужа, в районе сел Великий Березный, Черногорова, Буковец; более мелкие выходы ее известны в ряде других мест.

Ю. М. Пушаровский относил эти породы к олигоцену, позже С. В. Расточинский высказал мнение о нижнемеловом возрасте, параллелизуя их с раховской свитой. Очевидно, к этой же свите можно отнести толщу темноцветных пород, в которой в последнее время были обнаружены иноцерамы в районе сел Соль, Люта, Плоское, Жденево и ряде других мест.

Литологически березнинская свита представлена аргиллитами известковистыми черными и темно-серыми, с прослоями песчаников темно-серых и серых мелкозернистых известковистых. Среди черных и темно-серых аргиллитов встречаются редкие прослой темно-зеленовато-серых известковистых аргиллитов. Толща пород исключительно сильно дислоцирована, что в сильной степени затрудняет составление разреза. Мощность видимой части свиты не менее 400—500 м. Подошва свиты неизвестна. Палеонтологически обоснованы, по-видимому, только верхние части березнинской свиты. В разрезе свиты у с. Великий Березный обнаружены кампанские *Inoceramus* ex gr. *planus* Münster и фораминиферы — *Stensonia exculpta* (Reuss.), *Gümbelina striata* (Ehrenb.), *Rzehakia epigona* (Rzehak), *Trochamminoides proteus* (Keller), *Recurvoides* aff. *eggeri* (Cushman), *Proteonina complana* (Frank), *Hormosina ovulum* (Grzyb).

Березнинская свита соответствует лупковским слоям Восточной Словакии, откуда Б. Лешко приводит из верхней части разреза кампанские *Inoceramus balticus* Böhm, *Inoceramus mulleri* Petr.

В бассейне р. Турьи и в районе с. Оленева развита толща мелко-ритмичного флиша, представленная зеленовато-серыми кремнистыми аргиллитами с прослоями песчаников средне- и мелкозернистых, а также пластами черных и красных аргиллитов, приуроченных к нижним частям разреза. Ю. М. Пушаровским и С. В. Расточинским эта толща пород выделялась на геологической карте как свидовицкая свита. В настоящее время стратиграфическое положение ее не ясно. Возможно, что по литологическому сходству ее можно отнести к яловецкой свите. Некоторые геологи склонны считать ее возраст эоценовым.

**Самборская зона.** Территория распространения меловых отложений Самборской зоны охватывает Внутреннюю зону Предкарпатского краевого прогиба, Скибовую и, частично, Кросненскую тектонические зоны. В ее пределах развиты спасская (баррем—альб), головнинская (альб—коньяк) и стрыйская (сантон—дат) свиты.

**Спасская свита.** Выходы пород спасской свиты известны только в северо-западной части Скибовой зоны в районе Старого Самбора,

Борислава и Добромиля. Разрез на Днестре около с. Спас является стратотипическим для спасской свиты. Наиболее подробно этот разрез описан Б. З. Кокошинской (снизу вверх):

1. Глинистые сланцы черные, мягкие, блестящие.
2. Глины темные, почти черные, сланцеватые, местами песчанистые, со слюдой; переслаиваются с черными известковистыми аргиллитами. В глинах и глинистых сланцах содержатся линзы и конкреции сидерита и прослой черных кремнистых слоистых песчаников. В прослоях песчаников, глинистых сланцах и в сидеритах обнаружена обильная фауна: *Belemnites (Hibolites) cf. pistilliformis* Bl., *B. (Hibolites) minimus* Linst., *Parahoplites borowae* Uhl., *Douvilleiceras albrechti austriacae* Hofm., *Crioceras aff. emerici* Lev., *C. pulcherrimum* Asg., *Lopha rectangularis* Röm., *Arca bipartita* Pict., *Opis cf. neocomiensis* Orb., *Pecten carteroni* Orb., *Neithea valanginiensis* Pict., *Rhynchonella gibbina* D., *Terebratula striata* Schloth. и много других форм. Мощность слоев от 1—2 до 70 м (баррем).
3. Желтый рыхлый, грубо- или мелкозернистый песчаник кварцевый с зернами глауконита. Песчаник массивный образует пласты от 2 до 30 м. Пласты этого песчаника хорошо распознаются по оригинальным сильно выветрелым скалам, напоминающим руины замков, поэтому он получил название «руинного», или «глыбистого» 30 м
4. Песчаник конгломератовидный с плоской галькой глинистых сланцев 30 „
5. Черные твердые, кремнистые, иногда известковистые аргиллиты с налетами квасцов ?
6. Черные кремнистые сланцы с прослоями кремней, переслаиваются с редкими тонкими прослоями темных слоистых или характерных светло-синеватых песчаников; иногда это твердые темно-серые песчаники с обломками фауны. В роговиках и черных кремнистых сланцах З.Суйковским (1931) обнаружены радиолярии и спикули губок; среди первых преобладает род *Spinolaria* sp. (90%) и *Nasselaría* sp. (10%)
7. Серо-зеленые и темно-серые аргиллиты. Толщина слоев 5—7 м (апт) от 95 до 153 „
8. Песчаник грубозернистый, серый, конгломератовидный, иногда конгломерат с обломками *Neohibolites minimus* Linst. (альб) 0,4 „
9. Светло-желтые или зеленоватые тонкоплитчатые кремнистые мергели, чередующиеся с прослоями темно-серых глинистых сланцев с отпечатками фукоид. Изредка среди сланцев встречаются пестроцветные слои — зеленые и красные сланцы 150 м  
Слой 1—7 Б. З. Кокошинская называет спасскими сланцами, а слои 8—9 фукоидными мергелями.

Западнее породы спасской свиты известны в Добромильских Карпатах. Они обнажаются здесь в виде двух полос, слагая ядра антиклинальных структур. Разрез представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Мергелисто-глинистые сланцы и сланцеватые глины с линзами сидерита и прослоями черных кремнистых песчаников. Сидериты образуют иногда крупные до 1,5 м в диаметре «караван» с прожилками кальцита.
  2. Черные кремнистые сланцы с желтовато-белыми налетами квасцов.
  3. Буровато-черные глинистые сланцы.
  4. Серо-зеленые глинистые сланцы с прослоями черных.
- Общая мощность свиты до 300 м.

В нижнем слое в сидеритовых конкрециях часты включения аммонитов: *Costidiscus recticostatus* Orb., *Hamites lorioli* Uhl., *Douvilleiceras albrechti — austriacae* Hofm., *Crioceras pulcherrimum* var. *tabarelli* Ast., *Crioceras emerici* Orb. На основании этой фауны возраст пород был установлен еще Т. Вишневым (Wisniowski, 1906) как баррем.

Юго-восточнее Самбора нижний мел почти не вскрыт эрозией, и лишь в двух местах, в ядрах наиболее приподнятых структур, он обнажается своими верхними горизонтами, условно относимыми к верхам

спасской свиты (к альбу). Породы этого возраста прослеживаются от с. Топольницы до р. Здзьяни, причем лучше всего они обнажены в бассейне р. Стрый, где выступают на поверхности в виде трех узких полос северо-западного простирания между городами Стрый и Сколе. Значительный выход тех же пород обнаружен на правом берегу р. Стрый к югу от с. Рыбник, по ручьям Рыбник и Щепник вблизи с. Майдан. Разрез нижнего мела из этих мест описывался неоднократно еще польскими авторами (Суйковский, 1931). В 1949 г. его изучал Ю. М. Пушаровский, который вблизи устья ручья Рыбник в большой 200-метровой выемке железнодорожного полотна описывает толщу сильно перемятых, окремнелых известняков, мергелей, алевролитов с отдельными прослоями серых известковистых крепких песчаников и глянцевитых зеленых и темных аргиллитов.

Несколько выше по течению ручья Рыбник Ю. М. Пушаровский приводит следующий разрез: чередование черных плитчатых аргиллитов с налетами ярозита с черными кремнями (мощность прослоев 4—5 см) со светлыми тонкозернистыми песчаниками (прослой мощностью в 40 см) и белыми кварцитами.

Наиболее полный разрез мела этого района описан З. Суйковским и Л. Рожицким (1930) — снизу вверх:

1. Черные битуминозные с глауконитом и пиритом сланцы, являющиеся аналогами верхней части спасских сланцев.
2. Красные радиоляриты, переслаивающиеся с зелеными и красными аргиллитами. В шлифах обнаружено, что порода на 50—70% состоит из радиолярий.
3. Известняки серые с включениями отдельных радиолярий.
4. Известняки со спикулами губок и тонкими мелкими фораминиферами.
5. Светло-серые органогенно-глинистые, менее кремнистые сланцы с включениями светлых желваков кремней с обильной фауной фораминифер.
6. Те же, сланцы, но с меньшим количеством фораминифер и вновь со спикулами губок (альб).

Максимальная видимая мощность нижнемеловых отложений в этом районе 100 м.

Таким образом, суммируя данные по литологической характеристике, можно считать, что спасская свита представлена мощной толщей черных рассланцованных аргиллитов, разделенных пачкой массивных серых песчаников.

В настоящее время нижняя аргиллитовая часть свиты выделяется как яблонская подсвита. Мощность ее равна 70 м. Она содержит баррем-аптскую фауну. Средняя, песчаниковая часть свиты именуется тершовской подсвитой. Мощность ее 60 м. Верхняя, аргиллитовая часть свиты, выделяется под названием янковской подсвиты, имеет мощность 90—150 м и содержит альбские белемниты. Наличие указанной выше фауны, а также постепенный переход пород спасской свиты в выше лежащие мергели головнинской свиты (альб—коньяк) дает основание относить спасскую свиту к баррему, апту и, частично, к альбу.

**Головнинская свита.** Отложения этой свиты наиболее полно развиты в бассейне Днестра, в окрестностях Старого Самбора. Они представлены толщей кремнистых фукоидных мергелей и известняков с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов. В районе Сходницы в основании свиты прослеживается пачка красных и зеленых аргиллитов мощностью 10 м с тонкими прослоями красных кремней.

До последнего времени возраст головнинской свиты считался альбсеноманским на основании находок в подошвенной части толщи альбского белемнита *Belemnites minus* Lin st. и в верхней части — единичных находок *Rotalipora apenninica* (Ren z). Сейчас в связи с новыми находками микрофауны Н. И. Маслаковой в головнинской свите выделяются верхнеальбские, сеноманские и турон-коньякские отложения.

Верхний альб представлен зелеными и черными аргиллитами, вверху чередующимися с прослоями серых кремнистых алевролитов. Мощность 10 м. Верхнеальбский возраст пачки определяется находкой *Belemnites minimus* Linst.

Сеноман характеризуется кремнистыми фукоидными мергелями и известняками с прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаников. Мощность 50 м. В мергелях найден сеноманский комплекс фораминифер, из которых наиболее характерными являются: *Thalmaninella apenninica* (Reuz), *Praeglobotruncana stephani* (Gand.), *Hegbergella simplicissima* (Sigal), *Gümbelina cenomana* Keller, *Bolivinita esuviigeriniformis* Keller, *Spiroplectammna cenomana* Lalicker, *S. gaudolji* Carb.

Турон—коньяк представлен главным образом известняками. В основании толщи залегает пачка черных, зеленых и красных известковистых аргиллитов с тонкими прослоями алевролитов и известняков. Красные аргиллиты содержат многочисленные радиолярии (мощность 10 м). Выше залегают известняки с тонкими прослоями аргиллитов и алевролитов, реже мергелей. Мощность пород 35 м.

Из фораминифер найдены: *Globotruncana lapparenti* Brotz., *Globotruncanella agalarovae* (Vass), *Gümbelina globulosa* (Ehrenb), *Gyromorphina allomorphinoides* (Reuss), *Gyroidina nitida* (Reuss), *Eponides belbrussiensis* Akimez., *Gaudryina* aff. *filiformis* Berth., *Ammobaculites rectus* Ehrenb. и другие, указывающие на турон-коньякский возраст вмещающих пород.

На основании приведенных выше палеонтологических находок возраст головинской свиты определяется как верхний альб—коньяк. Мощность ее составляет 110 м.

*Стрыйская свита.* Эта свита очень широко распространена в пределах Кросненской и Скибовой тектонических зон, а также в Предкарпатском краевом прогибе и Покутских Карпатах. Раньше на геологических картах она выделялась под наименованием иноцерамовой свиты. Породы стрыйской свиты в виде полос северо-западного простирания прослеживаются от западной границы СССР с Польшей, до границы с Румынией.

Наиболее полный разрез стрыйской свиты описан П. И. Калугиным в бассейне Днестра, на его правом склоне, — так называемых Самборских Карпатах (снизу вверх):

1. Толща трехкомпонентного мелко- и крупноритмичного флиша. Первый элемент ритма — алевролиты серые и буровато-серые, плотные, тонкослоистые, кварцевые, известковистые и песчаники тонкозернистые, реже среднезернистые, с известковым цементом, составляющим 40—55% породы. На плоскостях слоев — обильные чешуйки белой и желтоватой слюды; на нижней поверхности — иероглифы («струйчатые», мелкий «короткий» валик). Второй элемент ритма представлен аргиллитами темно-серыми, иногда почти черными известковистыми или слабо известковистыми, образующими прослойки от 2 до 10 см.

Песчаники и алевролиты составляют 75—85% видимого разреза нижней части стрыйской свиты, мощность которой в данном районе не превышает 100—150 м.

2. Толща, состоящая из шести пачек (сверху):
  - а) мергели;
  - б) нижняя пачка тонкоплитчатых песчаников и алевролитов;
  - в) массивные песчаники;
  - г) верхняя пачка тонкоплитчатых песчаников и алевролитов;
  - д) пачка толстоплитчатых алевролитов и мелкозернистых песчаников;
  - е) пачка песчаников (лещинский горизонт).

Более подробная характеристика последней пачки такова:

- а) горизонт мергелей представлен тонкоритмичным трехкомпонентным флишем. Первый элемент ритма составляют известковистые алевролиты, реже — мелкозернистые песчаники. Мощность слоев изменяется от 2 до 10 см. На нижней поверхности песчаников и алевролитов — иероглифовая скульптура. Второй элемент ритма — мергели белые, в свежем изломе светло-

серые, тонкоплитчатые; присутствуют светло-серые тонкосланцеватые известковистые аргиллиты. Мергели второго элемента ритма резко преобладают в составе пород пачки, видимая мощность которой 200 м. Кроме неопределимых обломков крупных иноцерам, в породах этого горизонта фауна найдена не была;

- б) нижняя пачка тонкоплитчатых песчаников и алевролитов представлена мелкоритмичным трехкомпонентным флишем. Первый элемент ритма — известковистые алевролиты и мелкозернистые песчаники. Второй элемент ритма — аргиллиты темно-серые. Мощность этой пачки 31,5 м. Здесь Р. Зубер обнаружил обломок иноцерама типа *Inoceramus salisburgensis* и небольшие устрицы. Среди фораминифер в песчаниках глинистого горизонта Г. А. Твердохлеб определены: *Rhabdammina robusta* (Grzyb.), *Eponides trümpyi*, *Cibicides*(?) sp.;
- в) пачка массивных песчаников представлена рыхлыми, массивными неизвестковистыми песчаниками. В верхах пачки обнаружена фауна фораминифер, среди которых определены: *Rhabdammina robusta* (Grzyb.), *Rhabdammina subdiscreta* Век. Мощность пачки 76 м. Эти песчаники по внешнему виду очень напоминают палеоценовые песчаники ямненской свиты, с которой они иногда и смешивались;
- г) верхняя пачка тонкоплитчатых песчаников и алевролитов представлена мелкоритмичным, трехкомпонентным флишем:  
 первый элемент ритма — песчаник мелкозернистый серый, тонкоплитчатый,  
 второй элемент ритма — алевролит кремнистый, зеленовато-серый и серый,  
 третий элемент ритма — серые или темно-серые аргиллиты.  
 Общая мощность 67 м;

д) пачка толстоплитчатых песчаников серых и светло-серых, мелкозернистых и алевролитов известковистых, с тонкими прослоями серых и темно-серых аргиллитов. Мощность пачки 83 м. Р. Зубером в этом горизонте встречены обломки крупных иноцерамов;

е) песчаники (лещинский горизонт) средне- и крупнозернистые, переходящие изредка в гравийный конгломерат.

В сравнительно немногих ритмах встречаются прослои мергелей и сланцеватых аргиллитов серых, темно-серых и зеленовато-серых, слабо известковистых. Мощность 93 м.

В конгломератах и песчаниках лещинского горизонта П. И. Калугиным собрана обильная фауна, среди которой встречены немногие целые экземпляры мелких устриц — *Exogira* sp., *Alectryonia* sp., один экземпляр *Pteria* ex gr. *pectinoides* Reuss, *Lima* sp. (обломки иноцерам и других пелеципод, несколько гастропод, иглы ежей, брахиопода *Crania*), а также многочисленные раковинки фораминифер: *Pulvinulinella culter* (P. et J.), *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *C. ventratuniculus* Mjatl., *Nodosaria* sp., *Gümbelina globulosa* (Ehrenb), *Anomalina affinis* (Hantken) — определения Ф. С. Пугря и Г. А. Твердохлеба.

В. Роголя и Рыхлецкий в конгломератах этого горизонта собрали обильную фауну моллюсков, из которой *Neithea atriatocostata* Goldf., *Crania parisiensis* Defr., *Ostrea lunata* Nilss. являются характерными для кампанского яруса, а последняя форма, по мнению В. Роголя, считается руководящей для верхнего кампана Англии.

Верхняя часть стрыйской свиты выражена мелкоритмичным флишем — переслаиванием алевролитов, песчаников и аргиллитов. Песчаники и алевролиты серые, тонкоплитчатые, крепкие, известковистые, местами волнистослоистые (рис. 29). Аргиллиты серые и зеленовато-серые, неизвестковистые. Видимая мощность описанной пачки 167 м.

Из фаунистических остатков в этой пачке были найдены немногочисленные фораминиферы, из которых определены: *Pulvinulinella culter* (P. et J.), *Cibicides lobatulus* (W. et J.), *Anomalina* sp. К западу от Днестра, в Добромильских Карпатах, нижние горизонты стрыйской свиты не обнажаются и П. М. Калугин выделяет в ней пять пачек, которые вследствие фациальной изменчивости трудно сопоста-

вить с описанным разрезом. Здесь, в отличие от только что описанного разреза, главную роль в строении свиты играют мергели, характеризующиеся обилием фукоидов и содержащие многочисленную микро- и макрофауну. Только в самых низах толщи начинают преобладать песчаники и алевролиты. Мощность видимой части свиты достигает 900 м.

В Бориславских Карпатах стрыйская свита содержит больше грубого песчаного материала, чем в предыдущих разрезах и более обильную фауну фораминифер. В бассейнах рр. Стрый и Опор (Скольский отрезок Карпат) имеются прекрасные обнажения стрыйской свиты.

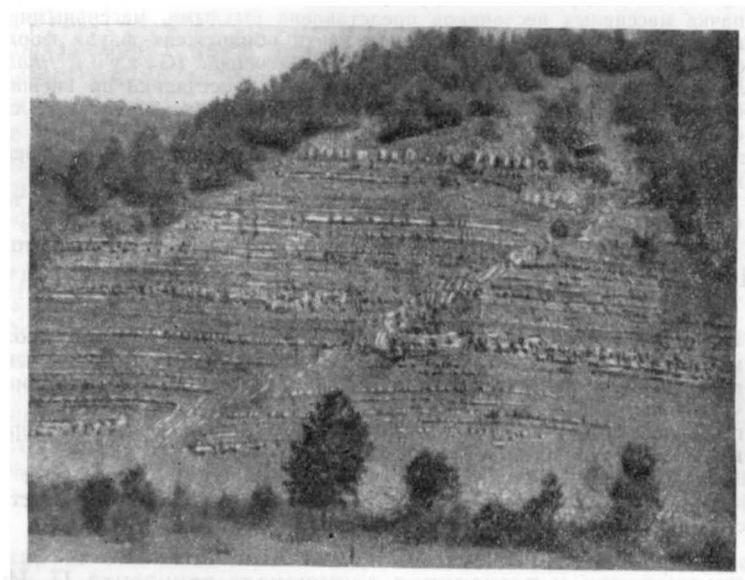


Рис. 29. Обнажение горизонтально залегающих отложений стрыйской свиты, усложненных дизъюнктивной флексурой (возле Яремча). Фото Н. Р. Ладыженского

В нижней части свиты резко преобладают песчаники толстоплитчатые, средне- и мелкозернистые, серые и алевролиты. Средняя часть отличается преобладанием мелкоритмичного флиша, карбонатностью пород, большим развитием глинистых пород и присутствием макро- и микрофауны. Верхняя толща состоит из чередующихся песчаников известковистых, мелкозернистых, средне- и толстоплитчатых, алевролитов волнистослоистых, известковистых и аргиллитов темно-серых.

В междуречье Быстрицы-Надворнянской и Прута породы стрыйской свиты пользуются также широким развитием, но нижняя часть свиты обнажена слабо, а средняя и верхняя толщи состоят: первая из переслаивающихся фукоидных мергелей, песчаников, алевролитов и аргиллитов, и вторая — из крупноритмичного флиша с преобладанием песчаников среднезернистых толстоплитчатых и подчиненным количеством алевролитов и аргиллитов.

Из приведенной выше характеристики пород стрыйской свиты в различных частях Украинских Карпат можно сделать заключение, что стрыйская свита — это мощный комплекс песчано-глинистого в основном карбонатного флиша, широко распространенного в Карпатах.

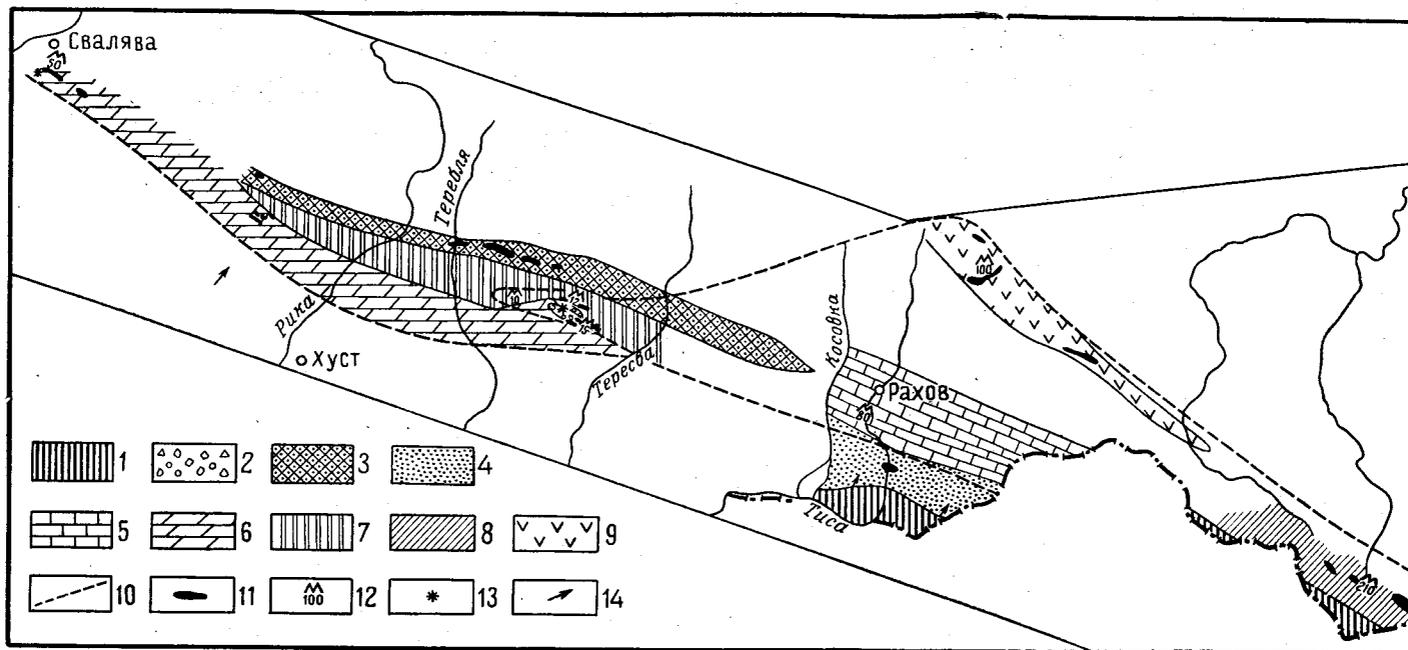


Рис. 30. Схема фаций нижнего и среднего валанжина

1 — области сноса; 2 — фации островных известняковых брекчий; 3 — кораллово-рифовая фация; 4 — прибрежные песчано-глинистые отложения; 5 — известняковые отложения; 6 — известняково-мергельные отложения; 7 — кремнисто-известняковые отложения; 8 — известняки и радиоляритовые сланцы; 9 — вулканогенные фации; 10 — условная граница зоны, охваченной вулканизмом; 11 — выходы на поверхность нижнего и среднего валанжина; 12 — мощности в метрах; 13 — местонахождения фауны; 14 — направление сноса

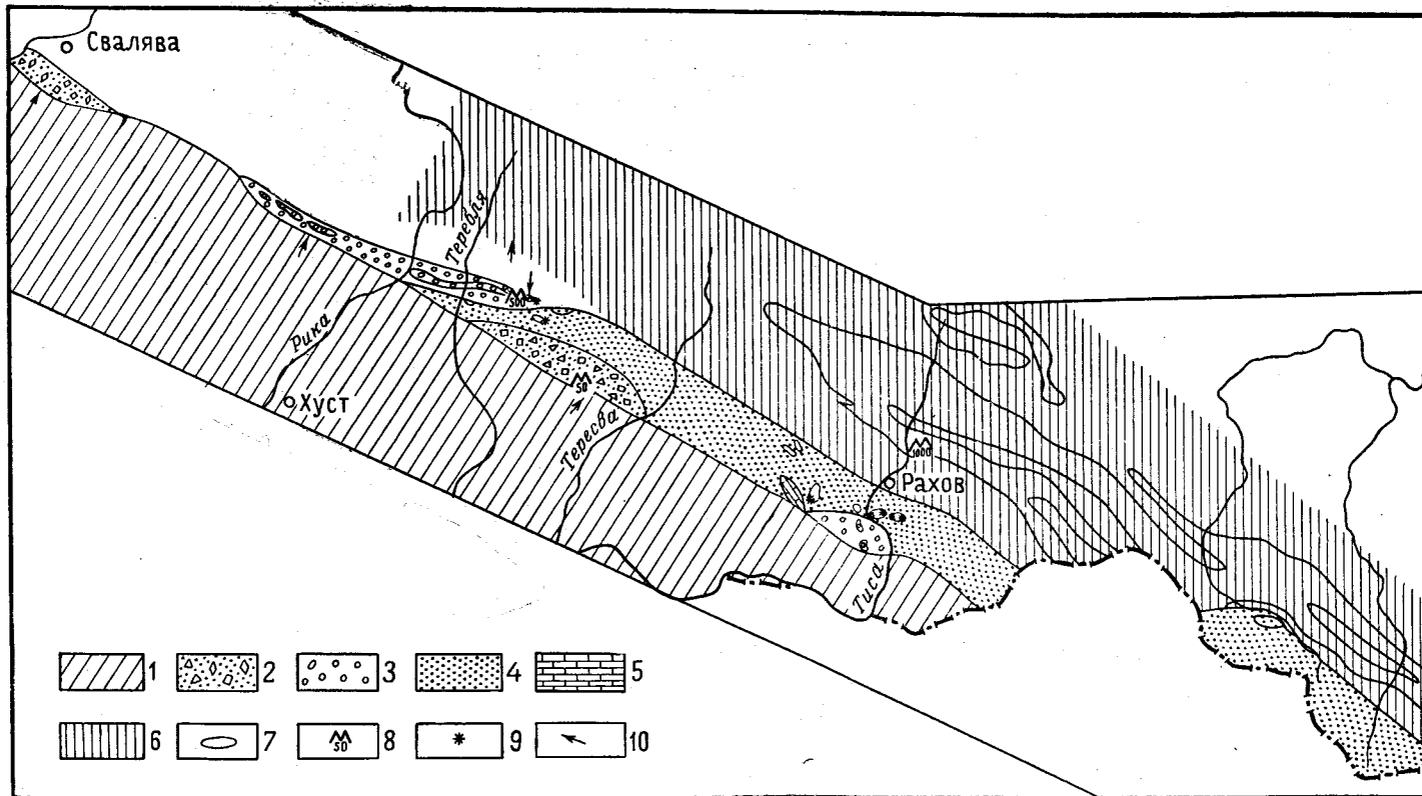


Рис. 31. Схема фаций аптских отложений

1 — области сноса; 2 — грубозернистые угловатые песчаники (дресвяники); 3 — фации конгломератов; 4 — песчаные фации; 5 — детритусовые известняки; 6 — фация песчаного флиша; 7 — обнажения аптских пород (для восточной части апт-сеноманских); 8 — мощности в м; 9 — местонахождения фауны; 10 — направление сноса

Н. И. Маслакова на основании изучения фауны фораминифер выделяет в сводном разрезе стрыйской свиты сантонские, кампанские, маастрихтские и датские отложения.

Сантон представлен мелкоритмичным карбонатным флишем, состоящим из чередующихся известняков, алевролитов, песчаников и аргиллитов. Мощность их на Днестре 85 м. Возраст пород определяется наличием — *Globotruncana globigerinoides* Brotzen, *G. bulloides* (Vogler), *G. lapparenti* Brotzen, *G. coronata* Bolli, *Bolivinoidea sochicus* Keller, *Globorotalites michelinianus* (Orb.), *Gaudryina crassa* Marsson, *Spiroplectammina jarvisi* Cushman, *Ataxophragmina compactum* Brotzen, обнаруженных на правом берегу Днестра, близ с. Тяршуво.

Кампан характеризуется средне- и мелкоритмичным флишем, состоящим из чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов и, реже, известняков. Мощность толщи около 300 м. Из фораминифер найдены характерные для кампана *Globotruncana arca* (Cushman), *G. fornicata* Plummer, *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Spiroplectammina baudoniana* (Orb.).

Маастрихт представлен песчаниками и песчано-глинистым мелко- и среднеритмичным флишем, состоящим из чередования преимущественно песчаников и аргиллитов с очень редкими тонкими прослоями известняков. Мощность 300—400 м. Из фораминифер здесь встречаются: *Globotruncana contusa* (Cushman), *G. arca* (Cushman), *Eponides praemegastomus* Mjatl., *Trochamminoides proteus* (Karrer), *Spiroplectammina baudoniana* (Orb.), *Haplophragmoides excavatus* Cushman et Waters и многие другие. Б. Кокошинской из этой толщи из окрестностей Добромиля приводятся характерные для маастрихта *Discoscaphites constrictus* (Sow.), *Pachydiscus neubergicus* (Haueg).

Датский ярус характеризуется мелко- и среднеритмичным песчано-глинистым флишем, состоящим из чередования серых песчаников и зеленовато-серых неизвестковистых аргиллитов. Характерно присутствие звездообразных отпечатков. Мощность 100—130 м. Из фораминифер обнаружены: *Globigerina triloculinoides* Plummer, *G. pseudobulloides* Plummer, *G. varianta* Subb., *Anomalina danica* Brotzen и многие другие агглютинированные формы широкого вертикального распространения.

Во Внешней зоне Предкарпатского краевого прогиба меловые отложения представлены платформенными фациями и описаны в первой части тома.

Подводя итоги характеристике меловых отложений Украинских Карпат, следует в первую очередь отметить большое фациальное разнообразие меловых отложений (рис. 30, 31, 32), которое и предопределило выделение пяти узких продольных фациальных зон. Эти фациальные зоны не являются чем-то специфическим только для Украинских Карпат, напротив, они отчетливо прослеживаются вдоль Румынских Карпат (см. рис. 24) и уходят в Чехословакию. Подобное предположение основано на удивительном сходстве разрезов меловых отложений в пределах зоны. Песчано-конгломератовые отложения Мармарошской зоны (Чивчино-Соймульская подзона) хорошо различимы в синклинали Рарэу (Румыния — конгломераты Мунчел) в горах Хэгимаш, Тулгеш, Бучеджи (конгломераты Бучеджи); причем так же, как и в Чивчинах, внизу располагается песчано-конгломератовая толща, а выше более грубая конгломератовая, которая относится к сеноману. Таким образом, Мармарошская зона прослеживается вдоль всех Восточных Карпат.

Аналогами раховской свиты в Румынских Карпатах являются синайские слои и слои Камарник, аналогами буркутской свиты —

толща курбикортикального флиша. В северо-западном направлении как мармарошская, так и раховская фации исчезают, протягиваясь только до р. Боржава.

Наиболее четко вдоль всех Румынских Карпат прослеживаются отложения Шипотской зоны. Шипотская свита отвечает нижней части свиты черных сланцев Румынии, а яловецкая свита является аналогом

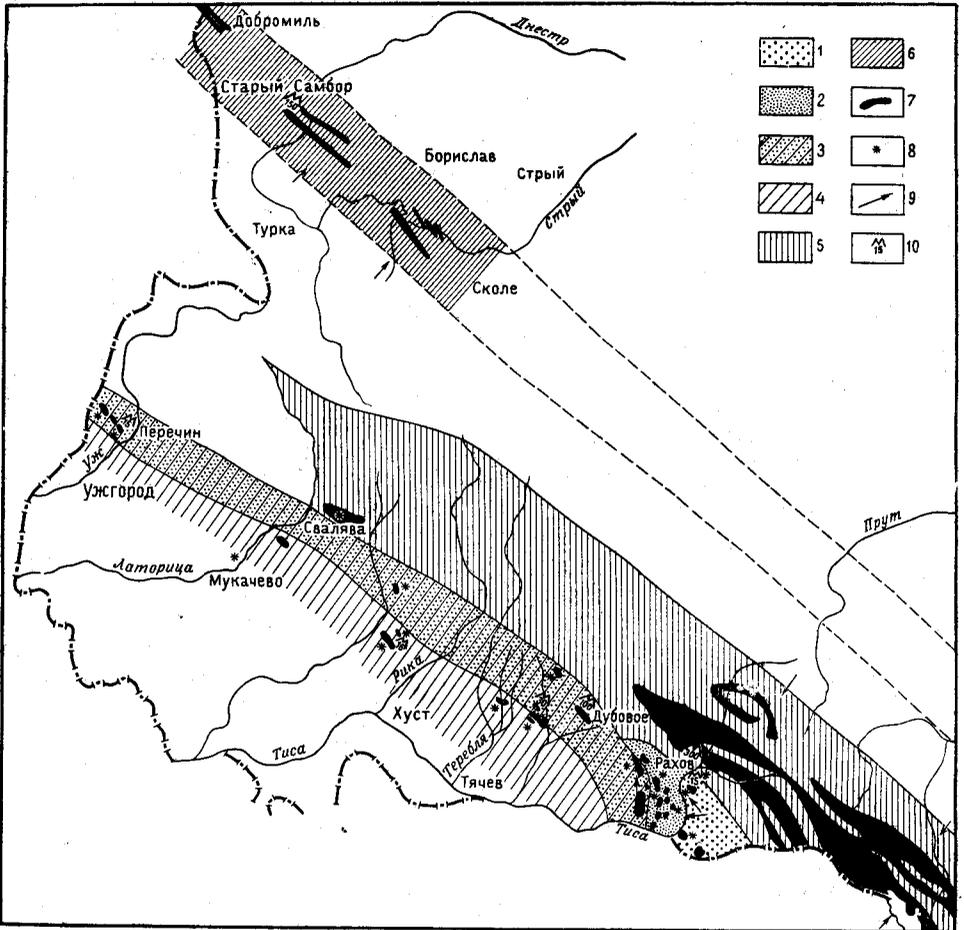


Рис. 32. Схема фаций верхнеальпских отложений. Составил В. И. Славин

1 — область сноса (суша); 2 — прибрежные песчаные фации с *Plicatula gurgites*; 3 — сланцево-песчано-мергельные фации (переходные); 4 — фация фукоидных мергелей с *Aucellina gryphaeoides*; 5 — буркютская флишевая фация (апт-сеноман); 6 — аргиллитово-песчаный флиш Северных Карпат; 7 — выходы на поверхность отложений альба; 8 — местонахождения фауны; 9 — направление сноса; 10 — мощность в м

слоев Загона. Правда, в Украинских Карпатах неизвестна самая нижняя (валанжин-готеривская) часть сферосидеритовых слоев. В западном направлении шипотская, яловецкая и черногорская свиты, как уже говорилось, фациально замещаются отложениями березнинской свиты, аналогом которой являются лупковские слои в Восточной Словакии.

Фации Самборской зоны также хорошо прослеживаются в Румынских Карпатах в виде слоев Хангу во внешнем покрове Таркэу. Имеющиеся здесь в основании черные сланцы, по-видимому, соответствуют

спасской свите. На западе отложения спасской свиты имеют аналогов в силезской фации мела и сравнимаемы с верожовскими (вернсдорфскими) слоями.

Наиболее южная из рассматриваемых зон — Драгово-Новоселицкая зона — со всеми ее фациями как юрских, так и меловых пород отчетливо прослеживается на запад. Сходство фаций этой зоны в Западных и Украинских Карпатах установлено многими исследователями и наиболее обосновано Д. Андрусовым (1960), поэтому подробный анализ производить нет смысла. Фации Свалявской и Тиссальской подзон соответствуют пенидным фациям Западных Карпат, а фации Каменецкой подзоны — чорштинской.

В восточном направлении фации Драгово-Новоселицкой зоны прослеживаются до р. Тересвы и далее исчезают, но присутствие таких же типов пород, как известняки титон-неокома, красные пуховские мергели в районе Пояна-Ботизей в Румынии, дает основание предполагать, что Драгово-Новоселицкая зона где-то в районе р. Рики разделяется на две ветви, южная из которых следует к юго-востоку в район Пояна-Ботизей.

Появление тех или иных фациальных зон в Карпатах строго закономерено и обусловлено палеогеографическими особенностями отдельных участков в меловое время.

В Украинских Карпатах важнейшим палеогеографическим элементом в меловое время был Мармарошский массив — область поднятия (суша, подвергающаяся интенсивному размыву). По окраинам этой зоны размыва и особенно на южном и северо-западном погружении ее шло накопление терригенных и грубообломочных фаций Мармарошской фациальной зоны. По внешнему краю Мармарошского поднятия проходит крупнейший глубинный разлом, весьма активный в меловое время. Он ограничивал флишевый бассейн. Внутренний, прилегающий к разлому край бассейна имел крутой склон и в его пределах в течение нижнего мела — сеномана происходило накопление пород Раховской фациальной зоны. Центральная часть флишевого бассейна представляла собой грабенообразный трог, в пределах которого накапливались наиболее глубоководные осадки Шипотской зоны.

К западу от Черной Тиссы Мармарошская зона поднятия постепенно начинает погружаться и перестает играть ведущую роль в распределении грубообломочных фаций; контрастность форм (высота поднятия и глубина флишевого прогиба, крутизна его склона) постепенно исчезает: раховская фация крутого склона сужается и становится менее типичной. Шипотский трог оказывается менее глубоким и более широким, с чем связывается замена шипотской фации безрезинской. Самборская фациальная зона располагается на внешнем северном краю трога или может быть является выполнением самостоятельного северного Силезского трога, отделенного зоной узкой кордильеры от более южного трога, но этот вопрос пока еще дискуссионный.

И, наконец, о Драгово-Новоселицкой зоне. Эта наиболее узкая зона прослеживается на сотни километров. Она располагается на границе двух принципиально различных тектонических структур. В пределах Украинских Карпат по границе Паннонского массива и складчатой области активный в меловое время глубинный разлом обусловил высокую подвижность этой зоны, контрастность фаций, узость и необычайную протяженность Драгово-Новоселицкой зоны. В неокоме в начальный период опусканий флишевой зоны в Драгово-Новоселицкой зоне образуется прогиб, заполняемый карбонатными осадками. Этот прогиб разделен Каменецкой зоной поднятия (скорее всего имеющей горстовую природу) на два прогиба — Тиссальский на севере и Свалявский на юге,

где и формировались осадки соответствующих фациальных подзон. В верхнемеловое время в связи с меньшей активностью Каменецкой подзоны фации прогиба начинают выравниваться.

Итак, большое разнообразие фациальных зон Карпат в меловое время находит объяснение в большой тектонической подвижности области и разнородности отдельных ее элементов.

Можно считать, что за советское время изучение меловых отложений на всей территории Украинских Карпат значительно продвинулось вперед. В итоге — в основных чертах разработана схема стратиграфии меловых отложений. Большое затруднение до сих пор представляет разработка стратиграфии флишевых отложений. Это обусловлено тремя обстоятельствами: бедным содержанием во флише палеонтологических остатков, отсутствием надежных маркирующих горизонтов и значительной фациальной изменчивостью свит по простиранию.

Произведенные в последние годы палеонтологические находки во флишевых толщах позволяют пока судить о наличии в них признаков тех или иных ярусов, но их стратиграфическое расчленение не всегда удается. Этому препятствует постепенный переход между толщами и отсутствие четких литологических границ между ярусами. Это заставляет исследователей выделять местные стратиграфические единицы — «свиты», в составе которых оказываются заключенными несколько ярусов.

В этом отношении особенно слабо изучена пока Березнинская фациальная зона. Породы этой зоны еще недавно относили к олигоцену по литологическому их сходству с менилитовыми породами. Однако редкие находки в них меловой фауны заставили пересмотреть вопрос о возрасте свит Березнинской зоны. Постановка дополнительных тематических исследований особенно важна, так как решение вопроса о возрасте этих отложений может существенно изменить трактовку геологических структур данной зоны.

Меловые отложения Украинских Карпат находят применение в народном хозяйстве: известняково-мергельные разности пород используются для выжигания извести; мергели пуховской свиты пригодны для цементной промышленности; массивные и плитчатые песчаники широко используются в строительстве и ремонте дорог, мостов и в возведении фундаментов небольших построек. Меловые отложения Скибовой зоны Карпат и Предкарпатского прогиба нефтегазоносны. Проявления в меловое время интрузивной и эффузивной деятельности создали предпосылки к наличию связанных с этими процессами металлических ископаемых.

В настоящее время стоит вопрос о практическом использовании черных аргиллитов в сельском хозяйстве, химической промышленности и строительстве.

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

### ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения палеогеновой системы, представленные единым мощным комплексом флишевых осадков, непосредственно продолжающих разрез мелового флиша, очень широко развиты в пределах Украинских Карпат. Характеристике их посвящена обширная литература зарубежных и советских геологов. Особенно детальное изучение этих отложений началось с 1945 г., после Великой Отечественной войны.

В результате проведения указанных работ появилось большое количество различных стратиграфических схем, большинство из которых охватывает лишь отдельные районы Украинских Карпат.

Большим препятствием в разработке единой стратиграфической схемы флишевых отложений является чрезвычайная бедность толщ палеонтологическими остатками, представленными почти исключительно фораминиферами, зачастую песчаными, плохой сохранности. К тому же флишевые отложения, с одной стороны, монотонны, однообразны по составу и трудно расчлняются по литологическим признакам, с другой же стороны, в пределах каждой стратиграфической единицы наблюдается, как правило, довольно резкая фациальная изменчивость пород как по простирацию, так и вкрест простираания. Именно эти обстоятельства и породили такое большое количество стратиграфических схем, имеющих применение в пределах лишь какой-то одной фациальной зоны. Не всегда удается точно сопоставить тождественные по возрасту отложения различных зон.

Наиболее распространенными стратиграфическими схемами, охватывающими всю территорию Украинских Карпат, являются схемы, составленные: О. С. Вяловым, М. В. Муратовым и Н. И. Маслаковой. Обе схемы были взяты за основу при проведении последующих работ.

Много нового в изучение карпатского флиша в последние годы внесли исследования Я. О. Кульчицкого, Ф. П. Темнюка, В. А. Шакина, Н. В. Дабагян, С. Л. Афанасьева, А. В. Максимова, С. С. Круглова и др.

В приведенном ниже описании палеогеновых отложений использованы схемы О. С. Вялова (по северному склону Карпат) и Карпатской экспедиции МГРИ (по Закарпатья) с учетом добавлений или изменений, внесенных как самими авторами схем, так и упомянутыми выше исследователями.

#### ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО СКЛОНА КАРПАТ

Вопросам стратиграфии флишевых толщ северного склона Карпат посвящено очень много работ. Уже давно из разных горизонтов палеогена приводились списки фауны моллюсков, были найдены, а в последнее время в значительном количестве описаны нуммулиты, появились описания микрофауны с выделением микрофаунистических зон. Однако и сейчас стратиграфия палеогена не может считаться окончательно разработанной. Сводная схема более или менее ясна только в самом общем виде. Остается еще очень много дискуссионных терминологических вопросов, различные авторы применяют разные названия для обозначения тех или иных стратиграфических единиц. Поэтому в предлагаемом сводном описании, основанном на анализе различных существующих представлений, некоторые положения будут носить в той или иной степени дискуссионный характер.

Составлению предлагаемой ниже схемы стратиграфии палеогеновых отложений северного склона Карпат предшествовала длительная и кропотливая работа большого коллектива геологов по изучению ряда разрезов указанной площади, установлению принципов терминологии, решению спорных вопросов о стратиграфическом положении тех или иных свит, определению их объема и т. п. \*

В настоящее время эта схема имеет следующий вид (рис. 33).

В палеогеновом флише северного склона Карпат резко выделяются четыре комплекса.

*Первый* из них — палеоценовые массивные ямненские песчаники (и подстилающий их пестроцветный горизонт).

\* Подробное изложение принципов построения данной схемы см. в работе О. С. Вялова «Палеогеновый флиш северного склона Карпат». Изд. АН УССР, 1961.

Второй, сложно построенный — эоценовый комплекс, состоящий из ритмично чередующихся песчаников и зеленых аргиллитов и отдельных горизонтов песчаников (выгодских), пепельно-серых мергелей (попельских) и других пород; этот комплекс расчленен на три горизонта.

Третий — черные известковистые менилитовые сланцы.

Четвертый — темные (стально-серые при выветривании), известковистые аргиллиты и песчаники поляницкой свиты и кросненской серии. Последние два комплекса по возрасту относятся к олигоцену.

		Северный склон Карпат					
		Поляницкая свита			Кросненская серия		
Олигоцен	Верхний						
	Средний	менилитовая серия	Верхнеменилитовая свита				
	Нижний		Лопянецкая свита				
			Нижнеменилитовая свита				
Эоцен	Верхний	Шешорский горизонт	Быстрицкая свита	Попельская свита	Свита песчаников и аргиллитов	Довжинская свита	
		Ломницкий горизонт					
	Средний	Гуцульский горизонт	Витвицкая серия	Выгодская свита	Оравская свита	Роженская свита	Свита ритмичных песчаников Выгодского типа
	Нижний	Манявский горизонт	Манявская свита				
		Пестроцветный горизонт					
Палеоцен		Ямненская свита	Битковские слои				
		Пестроцветный горизонт					

Рис. 33. Схема стратиграфии палеогена северного склона Украинских Карпат

**Палеоцен.** Яремчанский или подъямненский пестроцветный горизонт — обычно тонкослоистые песчаники, алевролиты и пестрые — зеленые и вишнево-красные аргиллиты. В двух пунктах в них найдены *Nummulites solitarius* de la Harpe.

Ямненские песчаники — массивные и толстослоистые светло-серые и желтоватые песчаники с прослоями и линзами гравийников.

Битковские пестроцветные слои — фациальная разность всей ямненской свиты — зеленые и вишнево-красные аргиллиты, тонко чередующиеся с алевролитами и песчаниками. Обычно пестроцветный горизонт (надъямненский) присутствует и в основании следующей, манявской свиты, с которой он очень тесно связан. В отдельных случаях ямненские песчаники исчезают совершенно и их место в разрезе занимает сплошная толща пестроцветных пород, охватывающая, вероятно, также подъямненский и надъямненский пестроцветные горизонты. Она и выделяется под названием битковских слоев.

**Эоцен.** В эоценовом комплексе обычно хорошо выделяются три толщи — внизу и вверху две толщи зеленого ритмичного флиша и раз-

деляющие их массивные или толстослоистые песчаники. Если массивные песчаники в этой средней части комплекса отсутствуют, то, несмотря на это, почти всегда она является более песчанистой. Таким образом, отвлекаясь от частностей и некоторых исключений, можно сказать, что в общей схеме эоценовый комплекс имеет трехчленное деление: внизу ритмичный зеленый флиш — манявский горизонт, в средней части — массивные и толстослоистые песчаники — гуцульский горизонт и вверху — снова ритмичный зеленый флиш — ломницкий горизонт.

Такую в общем довольно определенную картину нарушают некоторые отклонения. С одной стороны, иногда манявский ритмичный флиш становится более песчанистым, переходит в толстослоистые или в массивные песчаники и тогда разграничение манявского и гуцульского горизонтов является затруднительным. С другой стороны, средняя песчаниковая серия в отдельных случаях замещается тонкоритмичными породами и тоже делается трудно отличимой от манявского горизонта. В старой схеме эти две толщи объединялись в витвицкую серию. В тех случаях, когда они сливаются в одну почти не делимую толщу, для последней можно оставить название витвицкая серия.

Следующее существенное отличие состоит в появлении в северных скибах в нижней части ломницкого горизонта попельских слоев — песчано-мергелистой фации, лишенной флишевой ритмичности. Таким образом, подразделение эоценового комплекса следующее.

Манявский горизонт. Зеленые некарбонатные аргиллиты с тонкими довольно частыми прослоями алевролитов и песчаников преимущественно с мелкими, нередко двусторонними биоглифами. Основные литологические изменения сводятся к увеличению роли песчаников и превращению тонкоритмичного флиша в среднеритмичный. Иногда появляются и толстослоистые песчаники и даже отдельные горизонты массивных песчаников. Особенно увеличивается степень песчанистости разреза манявского горизонта в крайних южных скибах и здесь его становится трудно отграничить не только от выгодских песчаников, но, в случае отсутствия надъямненского пестроцветного горизонта, и от ямненских песчаников. В основании манявского горизонта часто прослеживается надъямненский пестроцветный горизонт — тонкочередующиеся песчаники, алевролиты и зеленые и вишнево-красные аргиллиты. Иногда верхняя часть манявского горизонта очень сильно окремнена и выступает в обнажениях обрывистыми стенками. Это кремнистый маркирующий горизонт, состоящий из тонких слоев кремней или окремненных алевролитов, разделенных едва заметными прослойками кремнистых аргиллитов. Наличие кремнистого горизонта позволяет подразделить весь горизонт на две части (нижнюю манявскую и верхнюю манявскую подсветы). Впрочем, такое деление является только местным, так как кремнистый горизонт далеко не всегда присутствует. Мало того, например для бассейна р. Свича, существует указание на большую кремнистость нижней, а не верхней части манявского горизонта.

Гуцульский горизонт составляет среднюю часть разреза эоценового комплекса и в большинстве случаев выделяется своей значительной песчанистостью.

Основная литологическая разность, наиболее распространенная в юго-восточной половине Скибовой зоны, — массивные или толстослоистые светло-серые и желтоватые выгодские песчаники. Во многих разрезах была найдена фауна нуммулитов — *Nummulites burdigalensis* de la Harpe, *N. planulatus* Lam., *N. perforatus* Montf., по которым возраст выгодских песчаников определяется как верхи нижнего и средний эоцен. Эти массивные песчаники, внешне очень сходные с ямненскими, не имеют флишевого характера.

Из числа других фациальных разностей этой серии укажем средне- и толсторитмичный флиш; эта фация еще не получила специального названия.

Следующая разность — оравские или червяковые песчаники, хорошо развитые, например, у г. Сколе (в Скольской скибе). Это среднеритмичное чередование грязно-серых известковистых песчаников и серых аргиллитов с некоторым преобладанием песчаников. Обращает на себя внимание обилие сравнительно толстых биоглифов на обеих поверхностях песчаников — сильно выпуклые и ветвящиеся, длинные валуны на нижней поверхности и широкие переплетающиеся ходы на верхней.

В ряде случаев гуцульский горизонт представлен зелеными аргиллитами с большим или меньшим количеством прослоев песчаников и тогда его трудно отделить от манявского горизонта.

Наконец, известны разрезы, в которых в состав гуцульского горизонта входит несколько литологических разностей — как выгодские, так и оравские песчаники, или выгодские песчаники и толсторитмичный флиш.

Пасечнянские слои — узко местная фация, развитая в пределах нескольких километров, на крыльях Пасечнянской антиклинали. На южном крыле этой антиклинали слои делятся на две части небольшой пачкой зеленоватых аргиллитов. Нижняя часть образована известковистыми голубовато-серыми, средне- и толсторитмичными песчаниками с прослоями серых аргиллитов; в песчаниках давно известна богатая фауна нуммулитов. Верхняя часть представлена темно-серыми, но при выветривании приобретающими светлую пепельно-серую окраску, песчанистыми мергелями с многочисленными ходами червей и фауной моллюсков, находимой обычно в виде обломков раковин. Пасечнянские слои северного крыла складки — толсто- и среднеритмичные известковистые песчаники, песчанистые известняки и пепельно-серые мергели — по общему характеру и по наличию большого количества нуммулитов сходны именно с нижней частью свиты южного крыла. Верхняя часть свиты на южном крыле гораздо ближе к собственно попельским слоям. При необычайно быстрых фациальных изменениях, характерных для попельских слоев, не исключена возможность того, что нижняя часть пасечнянских слоев южного крыла соответствует всей пасечнянской толще северного крыла и может параллелизоваться с выгодскими песчаниками. Верхняя же часть этих слоев южного крыла переходит на северном крыле уже в быстрицкую фацию и сопоставляется с попельскими слоями.

Ломницкий горизонт. В большинстве случаев ломницкий горизонт представлен в быстрицкой фации в виде зеленых известковистых аргиллитов или глин с прослоями песчаников и алевролитов или же чередующихся аргиллитов, алевролитов и песчаников. Впрочем, в нижней части быстрицких слоев иногда можно наблюдать и горизонты массивных песчаников. В южных скибах количество песчаников и мощность отдельных их слоев резко увеличивается и быстрицкая фация сменяется довжинской фацией средне- и толсторитмичных песчаников с подчиненным количеством зеленых глин.

В двух северных скибах — Береговой и Оровской — присутствуют отложения попельской фации — обычно неясно слоистые темно-серые песчанистые мергели или мергелистые песчаники, при выветривании приобретающие очень характерную светлую голубовато- или пепельно-серую окраску. Нередко в них встречаются обломки экзотических пород, чаще всего светлых юрских известняков. Попельские слои содержат фауну моллюсков, но определяемые экземпляры находятся с боль-

шим трудом. Попельская фация даже в обеих северных скибах, где она только и развита, не является постоянной. Иногда она исчезает совсем, нацело замещаясь быстрицкими зелеными аргиллитами. Иногда же поднимается высоко по разрезу и тогда на долю быстрицких аргиллитов остается очень немного. Однако всегда она занимает более низкое положение в разрезах, чем зеленые аргиллиты.

В ряде мест на границе попельской и быстрицкой фаций прослеживается быстрицкий пестроцветный горизонт зеленых и красных аргиллитов с прослоями песчаников.

Следует отметить, что попельская фация хорошо развита также и в Покутских Карпатах и в Буковине, т. е. в пределах Бориславской подзоны внутренней части Предкарпатского краевого прогиба. Однако было высказано предположение, что здесь эти слои не соответствуют попельской фации Скибовой зоны, а замещают верхнюю часть выгодских песчаников. Принципиально это возможный случай, так же как возможно в какой-то степени замещение выгодских песчаников попельской фацией в Скибовой зоне, например в самом Бориславе. Здесь мы сталкиваемся с очень сложным вопросом вероятности вертикального скольжения фаций не только в пределах одной серии, но с переходом и в другую серию сводного разреза. Быть может все же, во избежание новых и новых усложнений схемы и внесения большей неопределенности лучше проводить границы свит по литологическим признакам, вполне отдавая себе отчет в том, что они не являются совершенно точными стратиграфическими границами.

В самой кровле ломницкого горизонта почти во всех или в подавляющем большинстве разрезов выделяется очень характерный маркирующий горизонт, названный шешорским. Он состоит из чередующихся серых мергелей, тонкоплитчатых алевролитов, серых песчаников (иногда образующих мощные пласты) и черных неизвестковистых листоватых менилитовых аргиллитов. Это как бы переходная пачка к менилитовой серии, но по внешнему виду несколько напоминающая попельские слои, хотя и содержащая прослои менилитовых аргиллитов (сланцев). Почти до последнего времени, шешорский горизонт рассматривали именно как попельские слои, как оставшуюся незамещенной зелеными иероглифовыми (быстрицкими) слоями их часть. Однако это достаточно постоянный горизонт, находящийся в кровле быстрицких слоев, тогда как попельские слои там, где они присутствуют, всегда находятся ниже быстрицких.

В шешорском горизонте изредка находится однообразная фауна моллюсков *Pectunculus* и др. По-видимому, он соответствует подроговиновым слоям Польши (Г. Свидзинский — Swidzinski, 1947).

**Олигоцен.** Менилитовая серия. Чрезвычайно характерная и легко узнаваемая на северном склоне Карпат толща менилитовых сланцев имеет весьма широкое распространение в соответствующих зонах во всей Карпатской дуге. Помимо территории Карпат менилитовая серия развита также в флишевом фундаменте Предкарпатского краевого прогиба — в Бориславской и Долинской подзонах. Что касается Дрогобычской подзоны, то в ней флишевые образования, находящиеся на большой глубине, еще не были вскрыты бурением.

Наиболее полное развитие менилитовая серия имеет в Береговой и Оровской скибах, где она подразделяется на три свиты — нижнюю, среднюю (или лопянецкую) и верхнюю.

**Нижнеменилитовая свита** начинается пачкой роговиков — тонкослоистых полосчатых силицитов, темно-серых со светлыми полосами, чередующихся с черными аргиллитами. В верхней части роговики нередко сменяются тонкослоистыми кремнистыми изветстняками.

Этот роговиковый горизонт является очень выдержанным и постоянным, а благодаря своей плотности обычно выступает гривкой и легко обнаруживается в обнажениях. Основная часть нижнеменилитовой свиты состоит из черных или шоколадных аргиллитов, нередко листоватых при выветривании, с желтыми налетами ярозита. То в большем, то в меньшем количестве присутствуют прослои песчаников; иногда их настолько много, что наблюдается флишевое чередование черных аргиллитов и песчаников. Преобладают два типа песчаников — белые сахаровидные, обычно не образующие толстых слоев, и желтовато-серые, часто глауконитовые. В ряде случаев эти последние становятся сближенными, толстослоистыми и слагают мощную пачку, известную под названием кливских песчаников. Они не могут рассматриваться как определенный стратиграфический горизонт, так как появляются на разных уровнях — то в нижней, то в средней части свиты. Местами в кровле этой свиты прослеживается небольшой горизонт светлых роговиков, а также тонких полосчатых известняков.

В менилитовых сланцах довольно много остатков рыб — чешуек и мелких обломков скелета. Однако имеются и полные скелеты рыб, особенно в роговиковом горизонте. Отсюда известны: *Lepidopus glarisianus* (Blainv.), *Palaeogadus simionescui* Daniltsch., *P. athanasiui* (Paucsa), *Amphisyle longispina* (Rozhdestv.), *Vincigueria obscura* Daniltscht., *Clupea longimana* (Heckel) и др. Отметим еще находки крабов *Portunus oligocenicus* Paucsa. Ихтиофауна свидетельствует о нижнеолигоценном возрасте свиты, который в последнее время подтвержден нижнеолигоценными нуммулитами — *Nummulites vascus* Joly et Leum. и *N. intermedius* Arch.

*Среднеменилитовая* (или лопянецкая) свита резко отличается по своему литологическому характеру от нижней и верхней и больше напоминает поляницкую свиту. Это сходство вызвало в литературе ряд недоразумений и на многих картах лопянецкая свита показывалась как поляницкая. Некоторыми исследователями она обозначалась как нижняя поляницкая свита в отличие от верхней (собственно поляницкой).

Лопянецкая свита состоит из темно-серых сильно известковистых аргиллитов, при выветривании светлеющих и приобретающих стальную окраску, чередующихся с голубовато-серыми известковистыми песчаниками, нередко плоччатыми, кривослоистыми в верхней части слоя. Имеются анкеритовые конкреции. В песчаниках можно часто видеть обломки раковин моллюсков, но встречаются и определимые экземпляры. Именно в лопянецкой свите В. Роголя (1925а, б, 1926, 1946), считавшим ее поляницкой, была собрана значительная коллекция моллюсков, предварительная обработка которой привела его к выводу о нижнеолигоценном возрасте свиты. Списки фауны, приведенные В. Роголя, нуждаются в ревизии. Впрочем нижнеолигоценный возраст лопянецкой свиты принимается почти всеми нашими исследователями. Для этой свиты считаются характерными мелкие фораминиферы: *Cibicides lopjanicus* Mjatl., *Bolivina danvillensis* Howe et Wallace, *Elphidium karpaticum* Mjatl.

*Верхнеменилитовая свита*, подобно нижней, слагается черными и шоколадными неизвестковистыми аргиллитами, с прослоями светлых песчаников. Иногда наблюдается чередование аргиллитов и песчаников. В основании свиты проходит горизонт светлых роговиков (верхние роговики). В ней отмечено, кроме того, присутствие пачки плотных бледно-зеленоватых липаритовых туфов мощностью около 50 м (чечвинские туфы). В свите иногда встречаются остатки рыб. Условно ее относят к среднему олигоцену.

В самых верхах свиты появляются прослои темно-серых известковистых аргиллитов и она постепенно, хотя и на сравнительно коротком расстоянии по разрезу, сменяется поляницкой свитой.

Пока еще не установлено окончательно, сохраняется ли такое трехчленное деление менилитовой серии на всем протяжении Внутренней зоны прогиба, Береговой и Оровской скиб, или лопянецкая свита в некоторых местах исчезает и менилитовая серия сливается в одну сплошную толщу черных аргиллитов, или же, наоборот, верхние менилитовые черные аргиллиты замещаются известковистыми аргиллитами лопянецкого типа.

Разрез карпатского флиша заканчивается поляницкой свитой. В последнее время для нее были предложены другие названия в связи с тем, что у с. Поляницы обнажена не поляницкая, а лопянецкая свита. Термин И. А. Голубкова и Е. В. Мятлюк — нагуевичская свита — не был принят и сами авторы его больше не употребляли. Большее распространение получило название космачская свита, введенное Н. И. Маслаковой и М. В. Муратовым (1951). Теперь, когда имеется единое общее понимание объема и стратиграфического положения этой свиты, в свое время смешивавшейся с лопянецкой свитой, первоначальное название поляницкая свита снова стало широко применяться.

Поляницкая свита образована темно-серыми сильно известковистыми аргиллитами, стально-серыми при выветривании, то содержащими прослои голубовато-серых известковистых песчаников, то ритмично с ними чередующимися. Местами появляются и конгломератовые прослои. В нижней части присутствуют прослои и пакеты черных некарбонатных аргиллитов менилитового типа, и точная граница между менилитовой серией и поляницкой свитой не всегда может быть установлена. Возраст свиты условно принимается как верхнеолигоценый. По мнению некоторых геологов, она частично относится уже к нижнему миоцену и, таким образом, верхи ее являются аналогами нижней части соленосной воротыщенской серии, входящей в состав молассовой толщи Предкарпатского краевого прогиба. Эта точка зрения не может быть принята, так как формирование прогиба и заполнение его молассами началось после первой карпатской фазы складчатости и воздымания Карпатской горной страны, что имело место на границе олигоцена и миоцена, когда поляницкая свита уже была отложена. Нередко говорят о постепенном переходе поляницкой свиты в соленосную воротыщенскую серию и о трудности установления границы между ними. Однако нигде на поверхности неизвестны нормальные контакты между этими отложениями и постепенный переход является только кажущимся. При большом литологическом сходстве тех или других пород, в условиях плохой обнаженности, естественной в полосе развития мягких глинистых образований, точное положение тектонического контакта, а значит и границы обеих свит, конечно, уловить очень трудно.

Поляницкая свита развита только в южной части прогиба, под молассами, и в северной Береговой скибе Карпат.

Кросненская серия. В южных чешуях Скибовой зоны, в Кросненской и Дуклянской зонах, выше менилитовых черных аргиллитов развита чрезвычайно мощная кросненская серия. По стратиграфическому положению и по сходству основных слагающих ее пород — известковистых аргиллитов и песчаников с породами поляницкой свиты, она обычно считалась возрастным аналогом последней. Однако давно уже в литературе указывалось, что мощность менилитовой серии к югу уменьшается и что, вероятно, она в большей или меньшей степени фациально замещается кросненской. Такая точка зрения была принята

и нашими исследователями и в настоящее время стала общепринятой.

Основными компонентами кросненской серии являются темно-серые известковистые аргиллиты, при выветривании светлеющие и приобретающие стально-серый цвет, далее светло-серые и голубовато-серые сильно слоистые песчаники и алевролиты. В верхней части слоя песчаники начинают расслаиваться, а затем при переходе в алевролит становятся криво- и закрученно-слоистыми в результате сингенетических деформаций. Мощность песчаников и характер их чередования с аргиллитами различны в разных частях разреза. Мало того, соотношения между песчаниками и аргиллитами меняются также вкрест простирания и, по-видимому, по простиранию. Это создает большие трудности при более детальном расчленении кросненской серии. В настоящее время одними исследователями принимается трехчленное деление этой серии, а другими — двухчленное.

В зоне развития пород кросненской серии подстилающая ее менилитовая серия нигде не подразделяется на те три части (нижнюю, среднюю, или лопянецкую, и верхнюю менилитовую свиту), которые так отчетливо выступают в Береговой и Оровской скибах.

В южных скибах и в Кросненской зоне за черными менилитовыми сланцами (аргиллитами) следует обычно толща, получившая название переходной. Она включает элементы как менилитовой, так и кросненской серий — т. е. и черные неврипающие аргиллиты и стально-серые известковистые тонкослоистые аргиллиты, количество которых кверху все увеличивается и к которым затем присоединяются песчаники кросненского типа.

В наиболее полных разрезах в верховьях Днестра кросненская серия, лежащая выше переходной толщи, отчетливо подразделяется на три части.

*Нижнекросненская свита* (нижнее кросно) образована толстослоистыми и массивными песчаниками с прослоями аргиллитов и с отдельными пакетами чередующихся среднеритмичных песчаников, алевролитов и аргиллитов.

*Среднекросненская свита* (среднее кросно) характеризуется средне-, а иногда и тонкоритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов.

*Верхнекросненская свита* (верхнее кросно) состоит из аргиллитов с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов.

Общая мощность кросненской серии достигает нескольких тысяч метров.

Некоторые исследователи (Пушаровский, 1948а; Богданов и Пушаровский, 1950; Маслакова и Муратов, 1951) делят кросненскую серию на две части — нижнюю и верхнюю, объединяя в верхнюю кросненскую свиту среднее и верхнее кросно только что приведенного подразделения.

В других местах столь четкое подразделение на три части сделать не удастся. Общая тенденция постепенного уменьшения песчанности вверх по разрезу обычно все же остается. Аргиллитовая верхнекросненская свита не имеет широкого распространения.

В водораздельной части Карпат и на южном склоне (в пределах зоны Кросно) характер всей толщи изменяется довольно сильно. Выше менилитовых сланцев, мощность которых здесь ничтожная, лежат очень тонко чередующиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники. Алевролиты и песчаники имеют скорее кросненский характер. Аргиллиты же темно-серые или черные в свежем состоянии при выветривании то остаются черными, то становятся серыми или светло-серыми; все серые вскипают с кислотой, черные же в одних случаях являются известковистыми, а в

других — неизвестковистыми, неотличимыми от менилитовых сланцев. Кверху, по-видимому, черные сланцы исчезают, но тонкое чередование аргиллитов и алевролитов продолжается. Имеются пачки средне- и толстослоистых песчаников, но их трудно сопоставить с нижней кросненской свитой песчаников бассейна Днестра.

Наблюдаются и другие разности кросненской серии. Сопоставление ее разрезов в разных местах по литологическим особенностям пока еще во многих случаях чрезвычайно затруднительно. Скучная микрофауна в этом отношении дает немного.

В других пунктах в нижней части кросненской серии (около с. Ясиня и в окрестностях г. Селетина в Буковине) были найдены нижнеолигоценовые нуммулиты: *Nummulites intermedius* Ag. ch. и *N. vascus* Joly et Leuht. Наконец, в Закарпатье около с. Нижние Ворота и с. Ужок по предварительным спискам давно уже известны моллюски, считающиеся нижнеолигоценовыми. По-видимому, здесь развита переходная толща.

Как уже говорилось выше, первоначально отложения кросненской серии целиком параллелизовались с отложениями поляницкой свиты северных скиб. Однако еще Р. Зубером (1918), а затем и Г. Свидзинским (1936) и другими указывалось на замещение значительной части менилитовых сланцев кросненской фацией. Такая точка зрения была принята и многими нашими исследователями. Допускалось, что в южных скибах и в Кросненской зоне остается только нижняя менилитовая свита (при трехчленном делении менилитовой серии), а средняя и верхняя замещаются переходными слоями и нижней частью кросненской серии. Мало того, кросненская фация может спускаться почти до самого основания менилитовой серии, как это имеет место, например, в окрестностях с. Ясиня (Кульчицкий, 1957).

В последнее время выяснилось большое стратиграфическое значение пачки полосчатых известняков. В Польских Карпатах, очевидно, аналогичные известняки были выделены В. Улигом (1883) под названием ясельских; они считаются там приуроченными к верхней части среднекросненской свиты (Свидзинский, 1947).

Исследования В. А. Шакина (Шакин и Глушко, 1957; Шакин, 1958) показали, что в Береговой и Оровской скибах и во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба полосчатые известняки, для которых можно сохранить название ясельского горизонта или ясельских известняков, залегают в верхах нижней менилитовой свиты. В более южных скибах они находятся уже в переходной толще, причем чем дальше на юг, тем выше они поднимаются по разрезу. В Кросненской зоне ясельские полосчатые известняки находятся даже внутри кросненской серии.

По мнению В. А. Шакина, разделяемому и другими геологами, полосчатые известняки (названные им головецкими) являются определенным стратиграфическим горизонтом и позволяют устанавливать верхнюю стратиграфическую границу нижней менилитовой свиты независимо от того, в какой фации она развита. Кроме того, присутствие этого горизонта дает возможность проводить точную параллелизацию хотя бы для этого уровня разреза в разных фациальных полосах, где происходит смещение по разрезу слоев менилитовой, переходной и кросненской серий.

Поляницкой свитой в северных скибах и кросненской серией в южных скибах и в зоне Красно заканчивается разрез флишевой формации. После их отложения длительное и глубокое прогибание флишевой геосинклинали прекращается. На границе олигоцена и миоцена происходит первая карпатская фаза складчатости, за которой следует перемена

знака вертикальных колебательных движений в этой области и начинается общее воздымание Карпат.

Ниже приводится более детальное описание выделенных стратиграфических единиц.

### Палеоцен

Ямненская свита. *Яремчанский* (или подъямненский) *пестроцветный горизонт*. Непосредственно ниже ямненских песчаников обычно выделяется пачка пестрых аргиллитов — зеленых, с большим или меньшим количеством красноватых прослоев, тонко чередующихся с песчаниками. Иногда красные прослои отсутствуют, но и в таких случаях эта пачка отчетливо выступает, отличаясь своим чистым и более ярким зеленым цветом от пород стрыйской свиты. Она составляет верхнюю часть плитовых слоев в понимании Ф. Крейца и Р. Зубера (Kreutz, Zuber, 1881). Обычно эту пачку причисляли к стрыйской свите и относили к верхнему мелу. Правда, в литературе существовали указания на находку в ней нуммулитов около с. Яремча, но этому не было придано должного значения. В последнее время в том же разрезе у с. Яремче Я. О. Кульчицким, К. Л. Хлопониным и Г. И. Немковым (1957) найдены экземпляры палеоценового вида *Nummulites solitarius* Н а г р е. Ими предложено для этой пачки название яремчанский горизонт.

По р. Прут у с. Яремча прекрасно вскрывается весь разрез. Здесь, над обычными среднеритмичными песчаниками и аргиллитами стрыйской свиты (в самых верхах — около 15 м — они тонкоритмичные), лежит пачка (25 м) зеленых и красных аргиллитов с довольно тонкими прослоями песчаников; в нижней части встречаются отдельные прослои органогенно-обломочных известняков с обломками мшанок, стелбелков криноидей и игл морских ежей. В самых низах пачки находится пласт (70 см) плотного песчаника, в основании грубозернистого или даже состоящего из мелкогравийного экзотического материала (зеленые филлиты и др.); именно в нем и были найдены нуммулиты.

Выше пестрых аргиллитов следует пачка (30 м) сближенных плотных песчаников (по 20—40 см) с зеленоватой пленкой на нижней поверхности, с тонкими прослоями, а иногда и с небольшими пакетами зеленых аргиллитов. На песчаниках очень много иероглифов, обычно двусторонних (на верхней поверхности — с выламывающимися тубиками). Чрезвычайно интересны встречающиеся во множестве на верхней поверхности, иногда очень длинные (больше 1 м) извилистые иероглифы со срединным валиком, нередко сегментированным, и боковыми следами «лопастей», напоминающими *Phyllochorda* Неег или *Scolicia*. Это, несомненно, следы ползания не червей, а возможно, членистоногих или гастропод. За этой пачкой начинаются уже ямненские песчаники, сначала толстослоистые, а затем массивные.

Установление палеоценового возраста подъямненского пестроцветного или яремчанского горизонта заставляет отделить его от стрыйской свиты.

Ямненская свита. К. Пауль и Е. Титце (1877) выделили толщу, названную ими ямненскими песчаниками. Это массивные светло-серые и желтоватые песчаники, иногда известковистые, с прослоями и линзами гравийников и мелкогалечных конгломератов. Отдельные пласты песчаников разделяются тонкими прослоями серых или зеленовато-серых аргиллитов. Нередко в них наблюдаются крупные округлые стяжения, состоящие из такого же песчаного материала, но более уплотненные. Мощные ямненские песчаники образуют целые гряды с резким

рельефом и с большей или меньшей четкостью выделяются почти повсеместно (рис. 34). Однако имеются и такие, правда, немногие разрезы, где они отсутствуют совершенно и их место занимают пестроцветные тонкоритмичные отложения (например, в районе Биткова-Пасечной). Вопрос о возрасте ямненских песчаников до последнего времени оставался спорным. Польские исследователи чаще их причисляли к верхнему мелу и считали стратиграфическим аналогом бакулитовых мергелей, развитых в окрестностях Перемышля. Н. П. Семененко из взятого образца в подошве ямненского песчаника (ниже моста через р. Прут у с. Яремча) по глаукониту определен абсолютный возраст этого песчаника в 86 млн. лет и нижняя часть ямненского песчаника им отнесена к верхнему мелу.

На основании сходства микрофауны ямненской свиты с комплексом фораминифер эльбурганского горизонта и свиты Горячего Ключа Северного Кавказа было высказано мнение о палеоценовом ее возрасте (Мятлюк, 1950; Маслакова и Муратов, 1951; Маслакова, 1955). Такая точка зрения получила широкое распространение, хотя ряд геологов не считали еще палеоценовый возраст доказанным и относили ямненские песчаники к верхнему мелу. В настоящее время новыми находками палеоценовых нуммулитов в подъямненском пестроцветном горизонте можно считать решенным вопрос о палеоценовом возрасте ямненских песчаников.

Как известно, ямненские песчаники залегают между двумя пестроцветными горизонтами — подъямненским и надъямненским. Однако в отдельных случаях (например, в районе Биткова) песчаники исчезают и между стрыйской свитой и эоценовой манявской свитой залегают только пестроцветные слои — очевидно, замещающие в какой-то своей части и всю ямненскую свиту. Здесь как бы сливаются оба пестроцветных горизонта — нижний и верхний — и ямненская свита, тоже в пестроцветной фации. Эта сплошная пестроцветная толща обозначается как битковские слои.

Н. И. Маслакова в качестве характерных видов фораминифер приводит из ямненских песчаников *Globigerina triloculinoides* Plemmer, *Globorotalia angulata* (White), *Pulvinulinella culter* (Parker et Jones). Впрочем первый ямненский вид поднимается высоко за пределы этой толщи, а две последние формы встречаются в очень небольшом количестве. В списке фораминифер, который дала для ямненской свиты Е. В. Мятлюк, эти виды не приводятся. Общими в списках обоих авторов являются: *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Proteonina complanata* (Frankе), *Rheophax splendidus* (Grzyb.) и *Hormosina ovulum* (Grzyb.). Все они поднимаются и выше по разрезу. Почти все формы в списке Н. И. Маслаковой, не встречающиеся выше ямненских (или лютских в Закарпатье) песчаников, представляют собой новые виды.

### Эоцен

Манявский горизонт представлен *манявской свитой*. В 1951 г. О. С. Вяловым была выделена манявская свита. Это зеленые аргиллиты, известковистые, иногда кремнистые, с более или менее частыми



Рис. 34. Ямненские песчаники на р. Стрый. Фото А. И. Иванченко

прослойками мелкозернистых песчаников или алевролитов, характеризующихся развитием многочисленных мелких, нередко двусторонних, иероглифов, бугорчатых и валиковых. Такова самая общая характеристика свиты. Фациальные изменения, которые в ней наблюдаются, заключаются прежде всего в увеличении роли песчаников, превращении ее в толщу среднеритмичных чередующихся песчаников и аргиллитов и даже появлении отдельных мощных пластов массивных песчаников.

Так, например, в разрезе по ручью Млинскому — притоку р. Черного Черемоша (в 10 км ниже с. Верховина) в манявской свите присутствуют мощные пакки (до 30 м) толстослойстых и массивных песчаников, разделенные пакетами нормальной для этой свиты пород, но не тонко-, а среднеритмичных; в кровле имеются кремнистые аргиллиты с прослоями кремней. Большое количество песчаников отмечается в южных скибах (Парашки и Зелемянки). Мощные массивные пласты песчаников в низах свиты имеются, например, на р. Быстрице Надворнянской в Береговой скибе.

Местами в основании манявской свиты находится надъямненский пестроцветный горизонт, состоящий из чередующихся пятнисто-зеленоватых и вишнево-красных аргиллитов. В Бориславе в этой пачке отмечены тонкие сидеритовые прослои. На р. Ораве в скибе Парашки наблюдается чередование красных и серых глин или слегка зеленоватых иероглифовых песчаников (от 3—10 до 20 см). Следует подчеркнуть, что пестроцветный горизонт имеется не только в самом основании манявской свиты, но и вблизи кровли (р. Илемка, Оровская скиба; г. Сколе, Скольская скиба); впрочем это лишь в единичных разрезах.

В ряде случаев в верхней части свиты был обнаружен кремнистый горизонт (Вялов, 1951б). Это пачка очень плотных темно-серых тонкослойстых (1—5 см) кремнистых мергелей и алевролитов, переходящих в темно-серые силицилиты (роговики); плотные слои сближены между собой и разделяющие их тончайшие прослои аргиллитов почти не заметны. В обнажениях эта пачка чаще всего выступает сплошной обрывистой стеной, в которой ясно видна полосчатость, но отдельные слои в ее рельефе не выделяются. Занимая, по-видимому, определенное положение в разрезе, кремнистая пачка там, где она сплошная, дает возможность устанавливать верхнюю границу манявской свиты. Это особенно важно в тех случаях, когда следующая выше выгодская свита теряет свои отличительные особенности и становится литологически сходной с манявской свитой.

В разрезе у г. Сколе по р. Опору (Скольская скиба) верхняя часть манявской свиты становится заметно мергелистой — почти все породы, кроме зеленых аргиллитов, карбонатны. Развитый здесь тонкоритмичный флиш состоит из пакетов частью двухкомпонентного флиша (мергель—аргиллит), частью трехкомпонентного (песчаник—мергель—аргиллит). Это мергельная фация манявской свиты.

Отмечается появление в некоторых разрезах прослоев грубых пород — гравийников и мелких конгломератов с галькой экзотических пород.

Манявская свита относится к нижнему эоцену.

Е. В. Мятлюк обозначена манявская свита по микрофауне как горизонт с *Haplophragmoides*. Ею приведен список фораминифер только из разреза по р. Тысмнице (у Борислава), причем отмечено, что наибольшее количество фауны встречается в нижних и верхних слоях толщи. Нужно сказать, что на р. Тысмнице «нижними слоями» является пестроцветный надъямненский горизонт, а вся описываемая толща в этом разрезе, покрываемая попельскими слоями, соответствует, очевидно, не только манявской свите, но и выгодским песчаникам.

(гуцульскому горизонту). Здесь толща не подразделяется на свиты и обозначается в целом как витвицкая серия. Особенно характерными для всей этой толщи являются многочисленные *Haplophragmoides* и *Trochammina*.

В делении на микрофаунистические зоны, предложенном Н. И. Маслаковой (1955), первая зона *Globorotalia crassata* охватывает как манявскую свиту, так и нижние горизонты выгодских песчаников и пасечнянских известняков. В списках микрофауны, которые приведены Е. В. Мятлюк (1950) и Н. И. Маслаковой (1957), для одного и того же разреза по р. Тысменице общими видами являются: *Ammodiscus incertus* (O'g'b.), *Glomospira charoides* (Parker et Jones) и *G. gordialis* (Parker et Jones). В общем списке фауны первой зоны Н. И. Маслаковой, кроме того, имеются следующие одинаковые формы со списком, данным Е. В. Мятлюк: *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *R. robusta* (Grzyb.), *Proteonina complanata* (Frankе) и *Nodellum velascoense* (Cushman).

Оба автора отмечают, что многие виды переходят сюда из более низких частей разреза. К сожалению, Н. И. Маслакова дает только сводный список фораминифер для всех наших Карпат в целом, а не отдельно для каждой тектонической зоны. Она только отмечает, что в первой зоне *Globorotalia crassata* во Внешних Карпатах (т. е. в Скибовой зоне) вид *Globorotalia crassata* (Cushman) не был обнаружен. Из нижней и средней частей разреза манявской свиты известны редкие находки нижеэоценового *Nummulites planulatus* Lam. В верхней части во многих разрезах встречаются: *Nummulites globulus* Leuym., *N. planulatus* Lam., *N. partschi* de la Harpe, *Discocyclina archiaci* (Schlumb.), *D. scalaris* (Schlumb.), *Asterocyclina stellaris* (Brünn.), *A. taramellii* (Mun.-Chlam.).

Гуцульский горизонт. В первой схеме стратиграфии (Вялов, 19516) для верхней части витвицкой серии было принято название выгодской свиты, введенное Е. Яблонским и С. Вейгнером (Jablonski, Weigner, 1925). Однако более правильно употреблять это название только для определенной фациальной разности — именно для массивных песчаников. Литологический состав гуцульского горизонта меняется в разных местах весьма заметно. Называть выгодскими все эти столь отличные разности было бы неправильно. Во многих случаях возникают разногласия в параллелизации разрезов и под именем выгодских при разной параллелизации понимают разные части разреза. Если будут выделены под особыми названиями основные фациальные типы, то прежде всего уже само название будет показывать, что это за фация, а кроме того, при различных сопоставлениях не будут одним именем называть разные слои.

В гуцульском горизонте выделены следующие фациальные разности, или свиты (см. табл. 6): выгодская свита массивных песчаников, оравская свита червяковых песчаников, роженская песчано-мергельная свита и свита ритмичных песчаников и алевролитов выгодского типа.

В тех районах, где породы манявского и гуцульского горизонтов вследствие сходства их состава не могут быть разделены, для всей этой толщи можно оставить предложенное ранее название — витвицкая серия.

**Выгодская свита.** Вследствие полного внешнего сходства ямненской и выгодской свит и малого количества остатков фауны различить их нередко бывает чрезвычайно трудно; в отношении причисления некоторых выходов массивных песчаников к ямненской или выгодской свите

Таблица 6

Горизонт	Фациальные различия (свиты)				
Гуцульский	Витвицкая серия без подразделений — зеленые аргиллиты, чередующиеся с песчаниками	Выгодская свита массивных песчаников	Оровская свита средне-ритмичных червяковых песчаников	Роженская песчано-мергельная свита	Свита ритмичных песчаников и алевролитов и алевролитов выгодского типа
Манявский	Манявская свита				

возникают разногласия. Это относится даже к классическому местонахождению у с. Ямна.

В своем типичном виде выгодская свита представлена желтовато-или буровато-серыми массивными песчаниками, средне- и мелкозернистыми, но иногда содержащими прослойки и линзы крупнозернистых песчаников, гравийников и даже конгломератов с галькой из экзотического материала. Мощные пласты песчаников (3—10 м) разделяются или тонкими глинистыми прослойками, или небольшими пачками (обычно не выше 1 м) чередующихся песчаников и аргиллитов темно-серых и зеленоватых. Иногда породы совершенно неизвестковистые, иногда же слабо или даже заметно вскипают с кислотой. Местами отмечаются линзы и даже целые пласты экзотических конгломератов (с. Выгода и др.).

Весьма типичны выгодские песчаники, например, у с. Выгода на р. Свича (Оровская скиба), в разрезе у с. Верхне-Синевидное на р. Опор (Оровская скиба), на р. Бростурка в Покутских Карпатах. Фацита эта не развита в южных скибах, начиная уже со Скольской — в северо-западной части Украинских Карпат, но в юго-восточной их части распространена и в этих южных скибах.

Однако и в северных скибах состав этой свиты не является постоянным. Так, например, в той же Оровской скибе у Сходницы (южнее Борислава) она отсутствует; нет ее и в самом Бориславе в Береговой скибе. В Покутских Карпатах эта свита также нередко сменяется другими фациальными различиями.

Конечно, далеко не всегда выгодские песчаники бывают вполне однотипными, массивными, лишенными других элементов. Однако пока сохраняется этот общий облик — преобладание массивных или толсто-слоистых песчаников — можно говорить о выгодской свите.

Остановимся кратко на некоторых разновидностях этой свиты. На р. Илемке (притоке р. Чечвы), в Оровской скибе разрез выгодской свиты представлен (сверху вниз):

1. Пачка (переходная) чередующихся песчаников (15—20 см) и зеленых глин
2. Пачка массивных песчаников и конгломератов; встречаются пласты светло-серых песчаников, переходящих иногда в конгломераты, имеют мощность до 8 м (отдельные пласты конгломерата до 3 м); наряду с массивными песчаниками присутствуют и толсто-слоистые. Между мощными пластами наблюдается более тонкое (иногда даже до 5 см) чередование мелкогалечных конгломератов, гравийников, песчаников и серых аргиллитов, не вскипающих с кислотой. На песчаниках в этих промежуточных пачках очень много иероглифов (вермоглифов) в виде широких низких валиков, иногда образующих пучки и сплетения; иероглифы имеются как на нижней, так и на

50 м

верхней поверхности слоев. Песчаники здесь серые или голубовато-серые, очень напоминающие червяковые оравские песчаники . . . . . около 100 м

Этот разрез интересен потому, что в нем появляется мощная переходная пачка — элемент начала фациального изменения в сторону уменьшения массивности, возникновения ритмичности. Характерным является также наличие здесь конгломератов. Очень важно присутствие внутри массивной толщи небольших пакетов червяковых песчаников. Чрезвычайное их сходство с особой свитой оравских песчаников, описываемых ниже, позволяет более уверенно эти последние считать аналогом выгодских песчаников. Правда, в описываемом разрезе сходные песчаники с широкими вермоглифами имеются и выше, в попельской свите, но там они сильно известковистые.

В выгодских песчаниках обнаружено большое количество нуммулитов и орбитоидов. Их удается находить в большинстве разрезов, однако сведений о них в литературе пока еще очень мало. Описание нескольких нижеэоценовых видов из с. Выгода было дано М. Сизанкур (1928 г.). Списки нуммулитов из палеогена северного склона Карпат опубликованы Б. Т. Голевым (1954 г.). Им, однако, приведен только общий список для выгодских песчаников и пасечнянских слоев, считая их одновозрастными. По его мнению, те и другие могут быть отнесены к верхам нижнего — низам среднего эоцена на основании находок *Nummulites planulatus* L a m. и *N. murchisoni* B r u n n. Г. И. Немковым (1955 г.) из южных скиб: *Discocyclus archiaci* (S c h l u m b.), *D. nummulitica* (G ü m b.), *D. douvillei* (S c h l u m b.) и *Asterodiscus stella* (G ü m b.).

Небольшое количество мелких фораминифер было обнаружено Е. В. Мятлюк в ритмичной выгодской свите на р. Чечве (Береговая скиба): *Rhabdammina* sp., *Bathysyphon* sp., *Haplophragmoides* sp. На р. Опор около с. Верхне-Синевидное, в толще массивных выгодских песчаников оказалась несколько более разнообразная микрофауна: *Cibicides ventratumides* M j a t l., *C. cf. vesti* H o w e, *Bolivina* sp., *Bulimina* sp., *Gyroidina* sp., *Gristellaria* sp., *Nodosaria* sp., *Globigerina triloculinoides* P l e t m e r (Мятлюк, 1950).

Е. В. Мятлюк считает выгодские песчаники одновозрастными с пасечнянскими слоями с. Пасечной; всю витвицкую серию она относит к верхнему палеоцену — нижнему эоцену, но микрофаунистических обоснований не приводит. Ею выделен микрофаунистический горизонт с *Cibicides ventratumides* M j a t l., охватывающий обе свиты и приравняемый по положению к зоне *Globorotalia ex gr. sanariensis* Северного Кавказа. Впрочем, как она сама указывает, общие виды отсутствуют. Что касается основного вида — *Cibicides ventratumides*, встреченного в довольно большом количестве как в пасечнянских слоях, так и в выгодских песчаниках на р. Опор, то обращает на себя внимание следующее замечание Е. В. Мятлюк (1950): «Этот вид очень близок к *Cibicides* стрыйской свиты Старого Самбора, условно отнесенного автором к группе *C. padella* J o n n i g s. Сходство настолько велико, что возникает вопрос, не переотложен ли этот вид в пасечнянской свите?» Поэтому быть может несколько преждевременно выделять особую зону *Cibicides ventratumides*.

Н. И. Маслаковой, выделившей вторую зону *Globorotalia aragonensis*, было отмечено, что во Внешних Карпатах (где, кстати, основной вид, характеризующий эту зону, не был обнаружен), эта зона не может быть отделена от нижележащей первой зоны в северо-западной части Карпат, а в юго-восточной части она соответствует верхним горизонтам выгодских конгломератов (очевидно, песчаников) и пасечнянских известняков.

*Оравская свита.* Это весьма своеобразная толща, развитая в некоторых южных скибах, начиная со Скольской. Она прекрасно обнажена и типично выражена в г. Сколе, в основании правого берега р. Опор. Разрез оравской свиты является ее стратотипом.

Здесь выходят серые или сизо-серые известковистые песчаники (15—40 см, изредка до 70 см) с очень тонкими прослоями аргиллитов (0,5—5 см); иногда появляются и небольшие пачки (до 1,5 м) тонко-чередующихся песчаников и аргиллитов (по 3—10 см):

Аргиллитовые прослои то состоят из двух частей — внизу черного аргиллита, а сверху зеленого, то в них наблюдается тонкая полосчатость, обусловленная чередованием зеленых и черных прослоек (те и другие известковистые).

Для песчаников чрезвычайно характерны иероглифы на обеих сторонах пластов. Это прежде всего длинные уплощенные валики — ходы червей шириной 0,5—1 см, несколько изгибающиеся и протягивающиеся, как это можно видеть, на великолепно обнаженных верхних поверхностях пластов песчаников на 50 см, иногда даже на 1 м. Нередко валики образуют сплетения и звездчатые расходящиеся от одного центра пучки, несколько напоминающие образования современных аренников. На нижней поверхности, более ровной, кроме того, имеются мелкие валиковые и бугорчатые иероглифы.

Это в общем среднеритмичная свита голубовато- или сизо-серых песчаников. Мощность ее в разрезе г. Сколе около 25 м. От выгодских песчаников эта свита резко отличается своей ритмичностью и голубоватой окраской. Последняя ближе стоит к свите ритмичных песчаников выгодского типа, но сразу может быть отличена по характеру самих песчаников, грязно-серых, голубоватых при выветривании, и по типичным широким и длинным червяковым иероглифам. По своей окраске свита очень напоминает попельские слои, но она отчетливо ритмичная и некарбонатная.

В разрезе г. Сколе оравская свита непосредственно подстилается манявской свитой в мергелистой фации, на основании чего можно считать, что оравские песчаники относятся к гуцульскому горизонту. Выше упоминалось о том, что в разрезе по р. Чечве внутри массивных выгодских песчаников, а также внутри ритмичных песчаников выгодского типа имеются пакеты червяковых песчаников, совершенно подобных оравским. Это является лишним подтверждением их соответствия выгодским песчаникам.

Кроме типичного местонахождения оравской свиты у г. Сколе, можно привести еще разрез по р. Ораве в скибах Парашки и Зелемьянки, по р. Опор в скибе Парашки.

Эту фацию можно наблюдать только в южных скибах, начиная со Скольской. В Оровской и Береговой скибах элементы этой фации появляются только в виде небольших пакетов и прослоев среди обычных выгодских и близких к ним песчаников.

*Роженская песчано-мергельная свита.* Очень любопытен разрез по р. Черемош в Покутских Карпатах (антиклиналь Карматура, около с. Великий Рожен). Здесь над шоссе на левом берегу реки находится громадное необыкновенно эффектное обрывистое обнажение, известное под названием Соколиной скалы. Все оно почти до самого верха сложено кремнистыми слоями верхней части манявской свиты. Здесь видны многочисленные нептунические дайки до 10—15 см мощностью. Они секут перпендикулярно слои, подстилающие песчаные горизонты, питающие их материалом.

У южного конца обрыва, где он значительно снижается, проходит небольшая поперечная долинка, в которой обнажаются и лежащие не-

посредственно выше слои. Это голубовато-серые мергелистые и глинистые песчаники, неслоистые или неровно- и неяснослоистые с мелкими галечками, с голубовато-белесоватой и желтоватой поверхностью выветривания, крупнощебенчатые, но в осыпях похожие на аргиллиты. В них имеются белые обломки раковин моллюсков.

Выше лежит пачка слоистых мергелей с голубоватой и желтоватой поверхностью выветривания.

Еще выше появляются толстоплитовые песчаники (от 50 см до 1 м) типа выгодских, с прослоями серых и коричневатых мергелистых аргиллитов; они тянутся до самого верха обрыва.

Над ними залегают уже настоящие мощные выгодские песчаники, сменяющиеся типичными голубовато-серыми попельскими слоями. Серые песчано-мергелистые слои, находящиеся между кремнистыми породами верхней части манявской свиты и толстоплитовыми песчаниками выгодского типа, имеют попельский облик. Однако по стратиграфическому положению они могут относиться либо к верхам манявской свиты, либо к низам выгодской (гуцульского горизонта), что более вероятно. В этой пачке, которая Б. Т. Голевым (1954) была причислена к манявской свите, им были найдены: *Nummulites bolcensis* Mu p. Chalm., *N. planulatus* (Lam.) и *N. globulus* Leum. (первые два вида являются типичными для нижнего эоцена).

*Свита ритмичных песчаников и алевролитов выгодского типа.* Ритмичные песчаники, не получившие еще специального названия, выделяются как особая фациальная разность выгодской свиты. Это — слоистые песчаники от толсто- до тонкослоистых. Разделяющие их аргиллиты имеют настолько подчиненное значение, что вся свита может быть еще названа песчаниковой, но в отличие от массивных выгодских песчаников является ритмичной. Она отнюдь не приближается к манявской свите в ее нормальном развитии, а вместе с тем достаточно сильно, по характеру самих песчаников, отличается от оравской свиты.

По р. Чечве в Береговой скибе, ниже устья р. Илемки, вскрывается (не полный) разрез гуцульского горизонта, уже довольно сильно отличающегося от нормальных массивных выгодских песчаников. Здесь залегают (снизу вверх): песчаники толстослоистые (1,5—2 м), а между такими пластами находятся слоистые песчаники (20—50 см), то с едва заметными глинистыми примазками, то с прослоями зеленых глин до 10 см, то, наконец, имеются тонко чередующиеся неровнослоистые голубовато-серые песчаники с большим количеством двусторонних толстых валиковых иероглифов.

В верхней части этой свиты появляются многочисленные пласты экзотических гравийников и конгломератов с галькой штрамбергских известняков, зеленых филлитов, черных плотных аргиллитов, серых песчаников до 10 см диаметром. Эта часть толщи тонкоритмичная, с четкой слоистостью. Песчаники здесь плотные, серые, нередко в большей или меньшей степени глауконитовые (10—30, до 50 см). Имеются разности, приближающиеся к попельским, однако контакт с попельской свитой очень ясный, несмотря на наличие внутри последней, внизу, двух маленьких пакетов слоистых песчаников и аргиллитов.

В общем, здесь имеется ритмичная толща сначала толстослоистая, а сверху тонкослоистая.

*Витвицкая серия — зеленые аргиллиты, чередующиеся с песчаниками.*

Выше были описаны основные фациальные разности. Скажем еще несколько слов о частных разрезах, по тем или иным причинам представляющих интерес. Возьмем еще раз к той зеленой фации, которая

объединяется с манявской свитой в нерасчлененную витвицкую серию.

Зеленая фация сложена зеленоватыми аргиллитами и алевролитами с отдельными слоями песчаников. Она очень похожа на некоторые разности манявской свиты и по внешнему облику может быть отделена от этой последней только в случае развития кремнистой фации верхней манявской подсвиты. Это можно наблюдать в Покутских Карпатах — в обнажениях по р. Рыбнице, на южном крыле антиклинали Карматура (Вялов, 1955б).

В Бориславе в верхах витвицкой серии можно видеть несколько пластов песчаников выгодского типа, но разделить эту серию — сплошную зеленую ритмичную песчано-глинистую толщу — не удается. Точно так же и несколько южнее, в Сходнице, развита сплошная неразделимая толща чередующихся песчаников и зеленоватых аргиллитов.

Следующий член стратиграфического разреза — *пасечнянская свита*. Принадлежность этой фации к гуцульскому или ломницкому горизонту еще не выяснена окончательно.

К. Паулем и Е. Титце в 1877 г. были выделены пасечнянские слои (известняки), названные так по имени с. Пасечная на р. Быстрице Надворнянской. Это плотные серые сильно известковистые песчаники, средне- и грубозернистые, а иногда даже конгломераты. Местами они переходят в песчанистые известняки (пасечнянские известняки), содержащие также прослои мергелей (Свидзинский, 1947). Нуммулиты отсюда были описаны Ф. Бедой (1928) и М. Сизанкур (1928). В последнее время они изучались Г. И. Немковым (1955) и Б. Т. Голевым (1954).

Распространение пасечнянской свиты ограничено окрестностями сел Пасечной и Биткова, поэтому в сводную стратиграфическую схему палеогена Карпат эта свита не включена. Она слагает оба крыла Пасечнянской антиклинали и хорошо обнажается на левом берегу р. Быстрицы Надворнянской у с. Пасечной, а также в пределах северного крыла складки около Биткова, и образует водопад в потоке Бухтовец.

На северном крыле Пасечнянской антиклинали выступает толща слоистых сильно песчанистых известняков и известковистых песчаников. Эти слои, стоящие на грани известняков и песчаников с большими или меньшими отклонениями в одну и другую сторону и имеющие мощность от 10—30 до 50 см, а в редких случаях и до 1 м, составляют I элемент ритма. II элемент ритма образован мергелями — трескунами или (обычно при очень малой его мощности) мергелистыми аргиллитами; мощность 1—20 см. Это, в общем, настоящее флишевое чередование, но на первый взгляд мало заметное, так как литологическая амплитуда элементов ритма невелика. Можно сказать, что это флиш такого же типа, как песчано-глинистый, но обогащенный известью, так что песчаникам здесь соответствуют песчанистые известняки, а глинам — мергели. Имеются и несколько иные разности — почти лишенные терригенного материала известняки и др. Преобладает темно-серая окраска с коричневатым оттенком, но при выветривании все породы светлеют и приобретают белесовато-голубоватый цвет. Во всей толще разбросаны обломки раковин моллюсков, но встречаются и почти целые экземпляры.

В кровле толщи, на границе с породами быстрицкой свиты, находится пласт экзотического конгломерата (0,7 м), подстилаемый грубым песчаником (1 м). Общая мощность описываемой толщи около 40 м.

В самых низах пасечнянской свиты появляются ровные плотные слои окремненных мергелей или известняков, приближающиеся к роговикам, с тонкими прослоями кремнистых аргиллитов. Ниже идет не-

большая пачка аргиллитов (1—1,5 м) и затем сплошная пачка светлых окремненных мергелей (3—10 см), разделенных тончайшими прослойками (2—10 мм) кремнистых аргиллитов. Быть может это кремнистая пачка маньвской свиты. В таком случае — это аргумент в пользу сопоставления пасечнянской свиты (по крайней мере ее нижней части) с выгодскими песчаниками.

Несколько иначе выглядит пасечнянская свита на южном крыле складки. Мощность здесь увеличивается примерно в два раза — до 70 м. Вся толща делится на две части небольшой пачкой (около 3 м) зеленых аргиллитов, резко выделяющейся в обнажениях более темной полосой среди светлой белесоватой толщи.

Нижняя часть свиты сложена очень плотными известковистыми песчаниками, иногда крупнозернистыми, образующими толстые плиты (30 см — 1 м), сближенные почти без промежуточных слоев или с очень тонкими, едва заметными разделяющими прослойками. В песчаниках нередко встречаются мелкие нуммулиты, а некоторые слои буквально ими переполнены.

Верхняя половина свиты выше зеленых аргиллитов представляет собой известняково-мергелистый флиш — чередование плотных пелитоморфных известняков и неровно расслаивающихся мергелей — трескунов. Породы эти в большей или меньшей степени алевролитовые, темно-серые или коричневые, пропитанные битумом. В мергелях очень много песчаных ходов червей. Они приближаются к фукоидам, но все же имеют не плоскостной, а объемный, хотя и сплюснутый (сдавленный) характер. Эти внутренние иероглифы имеют вид широких, почти прямых пересекающихся палочек. Кроме того, в мергелях нередко встречаются остатки фауны в виде обломков или более полных, но всегда сильно деформированных белых раковин. Были найдены пектениды, панопеи и др.

Таким образом, на южном крыле складки пасечнянская свита отчетливо делится на две части: 1) нижнюю — песчаниковую и 2) верхнюю — мергельную. В нижней части имеется много нуммулитов, а в верхней — остатков моллюсков; обе эти части разделены зелеными аргиллитами.

Пасечнянской свите, имеющей столь малое распространение, не следует придавать большое стратиграфическое значение и называть даже целую свиту выгодско-пасечнянской. Это лишь местная фация, развитая на протяжении нескольких километров в одной лишь складке между Пасечной и Битковым.

Из пасечнянской свиты давно уже были определены нуммулиты и орбитоиды. Ф. Беда пришел к заключению о ее нижнеэоценовом возрасте, хотя указывал наличие среднеэоценовых форм. По данным Б. Т. Голева, во всей свите орбитоиды в количественном отношении преобладают над нуммулитами, некоторые слои изобилуют орбитоидами, нуммулиты же образуют скопления, приуроченные к отдельным местам в слое. В нижней части толщи слоев с нуммулитами больше, чем в верхней. Из числа определенных видов [*Nummulites planulatus* (Lam.), *N. globulus* Leym., *N. lucasi* Douv., *Discocyclina douvillei* (Schlumb.), *D. archiaci* (Schlumb.), *D. chudeau* (Schlumb.), *Asterodiscus stella* (Gümb.), *A. stellaris* (Grünn.), *A. stellatus* (Arch.), *A. taramellii* (Mun-Chalm.)]. *Nummulites planulatus* (Lam.) встречается только в низах свиты, остальные же проходят через всю свиту, но количество их представителей кверху уменьшается.

По мнению Б. Т. Голева, эта свита (как и выгодская) должна быть отнесена к верхам нижнего — низам среднего эоцена.

К приведенному списку форм, определенных Б. Т. Голевым, Г. И. Немков (1955) добавляет еще *Nummulites atacicus* Leu m., *Discocyclina nummulitica* (G ü m b.) и *D. varians* (K a u f m.). При этом он пишет, что *Nummulites planulatus* L a m. и *N. globulus* Leu m. найдены только в нижней части разреза в виде единичных экземпляров; *N. lucasi* Dou v. в большом количестве встречается по всему разрезу свиты и особенно в его нижней части, а единичные экземпляры *N. atacicus* Leu m. обнаружены лишь в верхней части свиты. Комплекс нуммулитов свидетельствует о нижнеэоценовом возрасте пород, но исчезновение *N. planulatus* и *N. globulus* Leu m. дает возможность предполагать, что верхняя часть пасечнянских слоев относится уже к среднему эоцену.

Комплекс микрофауны (мелких фораминифер) по своему составу, как пишет Е. В. Мятлюк, не имеет аналогов в эоцене Кавказа и Туркмении, но по положению в разрезе он должен соответствовать зоне *Globorotalia ex gr. canariensis* Кавказа. В большом количестве в пасечнянских известняках, как и в выгодских песчаниках, встречается новый вид *Cibicides ventratumides* Mjatl., очень близкий к *C. padella* J e n n i n g s из верхнемеловой стрыйской свиты. По этому виду Е. В. Мятлюк и выделила микрофаунистическую зону *C. ventratumides*. Описываемые слои, как и выгодские песчаники, она отнесла к верхнему палеоцену — нижнему эоцену.

По Н. И. Маслаковой, нижнюю часть пасечнянской свиты охватывают верхи зоны *Globorotalia crassata* (*G. ex gr. canariensis*), а верхнюю часть — зона *Globorotalia aragonensis*. Нижняя зона отнесена к нижнему эоцену, а верхняя зона — к среднему эоцену.

К сожалению, никем не приводится распределение фауны по отдельным горизонтам или пачкам разреза и не указывается, имеются ли различия в составе фауны южного и северного крыла Пасечнянской антиклинали. В настоящее время установление такого распределения, в частности различий комплексов нуммулитов и орбитоидов ниже и выше зеленых аргиллитов, имело бы очень большое значение для решения спорных вопросов сопоставления местной пасечнянской свиты с другими районами.

В соответствии с данными, полученными по нуммулитам, можно считать, что пасечнянская свита (во всяком случае на северном крыле Пасечнянской антиклинали) охватывает верхи нижнего эоцена и средний эоцен (по крайней мере его низы).

Ломницкий горизонт. Название ломницкий горизонт принимается для той части разреза, которая в первоначальной схеме (Вялов, 1951б) именовалась попельской свитой. Она охватывает в Бориславском разрезе всю толщу, находящуюся между витвицкой серией и роговиками менилитовой серии. В разрезах с ясным трехчленным делением (с. Пасечная) она ограничивается снизу кровлей выгодских песчаников или их аналогов, а сверху — подошвой роговиков. Попельские, быстрицкие и пасечнянские слои (свиты) входят в состав ломницкого горизонта как различные фациальные единицы.

Литологически ломницкий горизонт бывает выражен весьма различно. Иногда он представлен сравнительно однообразной толщей песчаников и зеленых аргиллитов, иногда же (в северных скибах) в одном разрезе в ее состав входят две фациальные разности — попельская и быстрицкая свиты (или фации). Граница между попельской и быстрицкой фациями перемещается то вверх, то вниз по разрезу, является скользящей. Поэтому здесь правильнее говорить именно не о свитах, имеющих определенный постоянный объем, а о сменяющихся фациях. Породы попельской фации — карбонатные песчано-мергельные темно-

серые, светлые голубоватые при выветривании. Быстрицкая фация — некарбонатная зеленая аргиллитовая, с прослоями песчаников, слоистая. Смещение обеих фаций происходит весьма значительно; иногда попельские слои охватывают значительную часть разреза, а мощность зеленой быстрицкой фации очень сильно сокращается. Такую картину мы видим в Бориславе и Попели. В других случаях, наоборот, резко увеличивается зеленая быстрицкая фация, почти или даже совсем вытесняющая попельскую.

В южных скибах, начиная со Скольской, попельская фация вообще отсутствует (за немногими исключениями сложного чередования фаций). Весь ломницкий горизонт оказывается сложным зеленоватыми породами то преимущественно глинами или аргиллитами быстрицкого типа с тонкими прослоями песчаников, то зеленым ритмичным песчано-глинистым флишем, иногда с значительным развитием песчаников.

Крайним типом является толща массивных и толстослоистых песчаников с прослоями зеленых глин (довжинская свита).

Между двумя крайними — попельской и быстрицкой фациями — имеются и переходные фации. Сюда относится, например, толща зеленовато-серых известковистых, несколько кремнистых и песчанистых аргиллитов у с. Верхне-Синевидное (Оровская скиба на р. Опор), обладающая признаками как той, так и другой фации. Поэтому здесь, в отличие от многих других мест, граница в разрезе между обеими фациями оказывается очень нечеткой. Вообще в этом разрезе ломницкий горизонт имеет очень своеобразный характер. Здесь выделяются и тонкослоистые мергелистые известняки, и пачки конгломератов, и нормальные попельские слои, и типичные быстрицкие глины, и промежуточные между ними серо-зеленые породы.

Основными фаціальными разностями ломницкого горизонта являются: попельская песчано-мергельная свита, встречающаяся только в одних разрезах с быстрицкой, быстрицкая свита зеленых аргиллитов с прослоями песчаников и алевролитов, зеленая песчано-аргиллитовая ритмичная свита и довжинская свита массивных и толстослоистых песчаников.

*Попельская свита* развита только в северных скибах (Оровской и Береговой) и в Покутских Карпатах (в Бориславской подзоне Предкарпатского прогиба). Она получила свое название от Б. Кропачека в 1919 г. по имени с. Попели, находящегося в 3 км к северо-западу от г. Борислава. Это место и должно считаться стратотипом. Непрерывной полосой породы попельской свиты протягиваются к Бориславу и здесь на левом берегу р. Тысменицы особенно хорошо обнажаются.

В Бориславе эта свита сложена чередующимися, но неясно слоистыми, неритмичными темно-серыми и коричневатыми мергелями нередко расслаивающимися, в большей или меньшей степени песчанистыми, далее мергелистыми алевролитами и песчано-мергелистыми аргиллитами. При выветривании все эти породы приобретают светлую голубоватую или сизую окраску, а вдоль трещинок появляются желтовато-бурые каемки и на поверхности возникает поэтому характерный рисунок — желтоватая сетка на голубом фоне. Обращают на себя внимание отдельные крупные мергелистые конкреции диаметром до 1 м и встречающиеся иногда валуны юрских штрамбергских известняков. В большом количестве можно видеть мелкие белые обломки раковин моллюсков, но удается находить изредка и более полные экземпляры. Отсюда (из нижней части свиты) найден хороший экземпляр *Solemya vialovi* Maksimov. В. Роголя в течение многих лет собирал здесь

фауну и опубликовал большой ее список, требующий, однако, коренной ревизии.

В средней части толщи протягивается небольшая пачка (около 4 м) аргиллитов и алевролитов, отличающаяся более зеленоватым оттенком. Она разделяет попельскую свиту на нижнюю и верхнюю части.

Общая мощность свиты около 100 м. Никаких признаков песчаников выгодского типа в этой свите нет. В осыпи у основания склона в пограничной части этой свиты и витвицкой серии можно видеть ряд крупных глыб сильно глауконитовых песчаников, напоминающих выгодские. В верхней части склона в самых верхах витвицкой серии обнажается несколько пластов таких песчаников.

В северо-западной части Карпат наблюдается разрез по р. Ясенке, в котором тоже развита попельская свита. Здесь имеется прекрасное обнажение в правом борту и в русле, с целым рядом перепадов, темно-серых мергелистых алевролитов, голубых при выветривании. Найдены громадная круглая мергельная конкреция диаметром 1,5 м и мергельный линзовидный пласт мощностью около 70 см. Встречаются глыбы белого плотного мергелистого известняка, похожего на некоторую разности стрыйской свиты.

В этом же разрезе, в следующей складке, вскрываются довольно типичные очень сильно перемятые темно-серые мергелистые алевролиты с мелкими обломками раковин; вверх по разрезу (на север) они сменяются темно-серыми мелкощербчатými аргиллитами, внешне более даже похожими на менилитовые сланцы, но очень сильно известковистыми; при выветривании они приобретают голубоватый оттенок и покрываются белесоватым налетом; среди этих пород отмечаются отдельные прослои известковистых, зеленоватых аргиллитов. Имеются глыбы белых слегка песчаных мергелей (до 1 м) и одна интересная глыба тонкослоистых (5—15 см) сближенных плотных мергелей. Из каких отложений происходят эти глыбы, сказать затруднительно. Среди известных здесь пород похожие имеются только в нижней части стрыйской серии.

В общем, эта верхняя пачка отнюдь не может считаться типичной, хотя, очевидно, все же относится к попельской свите. Она глинистая, а не песчано-мергельная и имеет не голубую, а почти черную слегка зеленоватую окраску.

Интересный разрез попельской свиты имеется у с. Верхне-Синевидное на р. Опор (Оровская скиба). Выгодская свита массивных песчаников здесь выражена очень отчетливо. Выше них лежит пачка голубовато-серых или желтовато-серых массивных песчаников, аргиллитов, гравийников и мелкогалечных конгломератов. На многих слоях песчаников имеются типичные толстые червяковые иероглифы, характерные для оравской свиты. Конгломераты состоят из экзотического материала, преимущественно известняков, разбросанного в глинисто-песчаном цементе.

Трудно решить, к какой свите относится эта переходная пачка. Песчаники имеют выгодский характер, появление голубоватого оттенка свойственно попельским слоям. Червяковые иероглифы — выгодского (р. Илемка) и оравского типа. Обычно эту пачку относят уже к попельской свите, основываясь главным образом на наличии конгломератов. Однако горизонты конгломератов с галькой юрских известняков и других пород отнюдь не являются редкостью — многочисленные их пласты имеются в выгодской свите на р. Илемке и в с. Выгоде — в той же Оровской скибе.

Вероятно, эта переходная песчано-конгломератовая пачка относится еще к выгодской свите. В таком случае попельская свита начи-

нается тонкослоистыми плотными известняками (5—15 см, изредка до 40 см), разделенными едва заметными прослойками глин. Здесь намечается трехэлементная ритмичность: первым элементом ритма является черный алевролитовый известняк (1—2 см), вторым — спаянный с ним светлый пелитоморфный известняк и третьим — тонкая глинистая прослойка. Общая мощность пачки, сильно перемятой, но в общем залегающей полого-волнисто, достигает 10—12 м. Это, конечно, уже не выгодская свита. Вместе с тем от попельской фации эти породы заметно отличаются и литологическим составом, и малой песчаностью, и своей тонкой и правильной слоистостью.

Можно было бы сказать, что это крайняя — в сторону карбонатности и уменьшения примеси терригенного материала — фация пасечнянских известняков. Помимо этого разреза такая фация тонкослоистых известняков нигде не наблюдается.

Непосредственно выше лежит небольшая пачка (8 м) зеленоватых аргиллитов с прослойками плотных зеленых аргиллитов, по внешнему облику приближающихся к быстрицкому типу, но вскипающих с кислотой.

Дальше начинаются типичные попельские слои — темно-серые и коричневатые, голубовато-пепельные при выветривании мергелистые песчаники и песчаные мергели, обычно не слоистые, но местами с очень неправильной даже закрученной и вихревой слоистостью. В большом количестве встречаются белые обломки раковин моллюсков. Отмечены крупные сидеритовые линзы. В самом низу выступает горизонт, переполненный гальками юрских известняков. В кровле прослеживается пачка (2 м) сближенных слоев песчаников по 40—50 см с толстыми червяковыми иероглифами (как в оравской свите); пачка заканчивается слоем, переполненным галькой юрских известняков. Общая мощность около 80 м.

Эта явно попельская свита отделяется промежуточной толщиной около 40—50 м от типичных мягких зеленых глин быстрицкой свиты, имеющих ничтожную мощность — всего 5 м. В данном случае допустить наличие местного разрыва, обусловившего такое уменьшение мощности, невозможно. Очевидно, происходит столь высоко поднимающееся по разрезу фациальное замещение.

Что касается промежуточной толщи, то она сложена мелкощепчатными мергелистыми плотными аргиллитами, имеющими на поверхности слегка зеленоватый оттенок, но в свежем состоянии темно-серых. Издали эта пачка отличается от подстилающих голубоватых слоев своим темным цветом и тонкой слоистостью. Эта пачка сохраняет еще ряд признаков попельской фации (карбонатность, прослой мергелей с обломками фауны), но вместе с тем начинает приобретать быстрицкий облик (слоистость, зеленоватый оттенок, исчезновение песчаности).

Итак, в этом разрезе внутри попельской свиты имеются и тонкослоистые известняки, и зеленые вскипающие аргиллиты, и пласты конгломератов и, наконец, типичные попельские породы. Попельская фация, несколько изменяясь, продолжается и выше, охватывая весьма значительную часть ломницкого горизонта (промежуточная темная зеленоватая карбонатная толща). Близость ее к попельской фации настолько велика, что большинством исследователей она причисляется к попельской свите.

Вряд ли можно согласиться с В. Г. Корнеевой (1955), что в этом разрезе более точно, чем где-либо, отмечаются границы свит и что по нему нужно назвать синеводской свитой отложения, являющиеся аналогом быстрицкой свиты, но представленные в пасечнянской (попель-

ской) фации. Этот разрез не типичный, это скорее исключение из общего характера, даже из ряда типов разрезов ломницкого горизонта. Поэтому для обозначения попельской фации следует оставить старое название.

Не исключена возможность, что в отдельных разрезах попельские слои приобретают значительное сходство с выгодскими песчаниками и даже переходят в выгодскую фацию. На р. Прут между селами Татаров и Ворохта (скиба Парашки) в самой кровле толщи массивных выгодских песчаников появляется небольшой горизонт (3 м) песчано-мергельных пород попельского типа.

В достаточно типичном виде попельская свита развита в Покутских Карпатах, например на южном крыле антиклинали Карматуры по р. Рыбнице, в антиклинали Плоской по р. Бростурка. Прекрасно обнажена попельская свита у Немчичского перевала в Буковине, на продолжении одной из Покутских складок. Она имеет легкий, даже не всегда заметный зеленоватый оттенок пород; наблюдается плитчатое расслаивание пород, обычно же у попельских пород поверхности неровные, а щебенка кусковатая. Изредка протягиваются небольшие слои (до 10 см) среднезернистых кварцевых песчаников с множеством обломков раковин моллюсков, иногда же и с целыми мелкими раковинами. Здесь найдены *Cardita* sp. и *Dentalium* sp. Обломки раковин разбросаны и в основной толще голубовато-серых мелкощебенчатых мергелистых алевролитов.

На фациальном профиле от Усть — Путилы до Виженки, составленным Я. М. Сандлером (1954), показано, как выгодские песчаники замещаются попельской фацией. О таком же замещении писал и Г. Н. Бровков (1956). Находка Б. Т. Голевым в этой попельской фации среднеэоценового *Nummulites perforatus* Montf. и полевые наблюдения дали возможность некоторым геологам высказать предположение о том, что «попельская фация» Буковины стратиграфически не соответствует верхнеэоценовым попельским слоям Борислава и Попели, а находится ниже по разрезу. В этом случае, гуцульский горизонт в Буковине выражен то в выгодской, то в попельской фации. И наконец, в нижней части этой серии развита выгодская, а в верхней «попельская фация» (тогда весь ломницкий горизонт выражен в быстрицкой фации). Однако следует отметить, что *Nummulites perforatus* Montf., характерный для верхней части среднего эоцена, встречается также и в низах верхнего эоцена (Немков, 1955). Для попельской фации, замещающей выгодские песчаники, Б. Т. Голевым было предложено название «буковинские слои»\*.

Этот пример лишний раз показывает сложность фациальных соотношений в различных толщах палеогенового флиша.

Другой весьма распространенной фацией ломницкого горизонта являются зеленые известковистые аргиллиты или глины с прослоями алевролитов — это *быстрицкая свита*. Все другие разности (кроме попельской) вообще довольно близки к этому основному типу. Изменения заключаются главным образом или в появлении некоторой карбонатности, или в увеличении иногда весьма значительном в южных скибах роли песчаников. Свита была установлена О. С. Вяловым (1951б) и названа по р. Быстрице Надворнянской. Поскольку эта быстрицкая фация может смещаться то несколько выше, то несколько ниже по раз-

\* Н. П. Семененко в попельской свите был определен по глаукониту абсолютный возраст песчаника, расположенного между пасечнянским известняком и пестроцветным горизонтом, залегающим над этим известняком, — 54 млн. лет, отвечающий эоцену. Ниже пасечнянского известняка глауконитовый песчаник показал абсолютный возраст (по глаукониту) — 67 млн. лет, отвечающий палеоцену. — *Прим ред.*

резу, охватывая даже почти весь ломницкий горизонт, говорить о разрезе по р. Быстрице Надворнянской как о стратотипе можно только не имея в виду точно установленный объем.

Быстрицкая свита хорошо обнажена в обрыве террасы на левом берегу р. Быстрица Надворнянская, между пасечнянскими слоями и роговиками менилитовой серии. На границе пасечнянской и быстрицкой свит находится пласт экзотического конгломерата (0,70 м).

Быстрицкая свита отчетливо разделяется на две части: нижнюю (зеленые, а внизу и серые глины, чередующиеся с песчаниками) и верхнюю (зеленые глины с тонкими подчиненными прослойками песчанников и алевролитов). В кровле свиты находится шешорский горизонт.

Приведем краткую характеристику отдельных намечающихся здесь пачек (снизу вверх):

#### Нижняя часть быстрицкой свиты:

1. Переслаивающиеся серые песчаники (5—10 см, изредка 14—25 см) и глины, тонкочередующиеся в пределах отдельных ритмов их разности, зеленые невискипающие и темно-серые, голубоватые на поверхности, известковистые. Песчаники частично вскипают с кислотой и характеризуются наличием двусторонних иероглифов; особенно много изогнутых крупноваликовых. Изредка встречаются тонкие прослойки плотных пепельных мергелей с фукоидами. Эта пачка носит переходный характер, сохраняя еще некоторые свойства попельской свиты.
2. Серые вскипающие аргиллиты исчезают и в большом количестве появляются прослойки песчанников — разделителей (10—25 см) в 30 см — 1 м друг от друга. Между ними наблюдается тонкое чередование песчанников и алевролитов (1—5 см) и зеленых размокающих глин (3—15 см). На нижних поверхностях песчанников много мелких бугорчатых и валиковых иероглифов, а на верхних иногда встречаются длинные ветвистые валики.

#### Верхняя часть быстрицкой свиты

3. Оливково-зеленые довольно плотные кремнистые, но все же размокающие, неизвестковистые глины с редкими очень тонкими (1—2 до 5 см) прослойками серых сливных мелкозернистых песчанников или алевролитов.
4. Зеленые глины несколько более бледного оттенка, в очень редких случаях карбонатные, с тонкими прослойками мелкозернистых песчанников (2—5 см); имеются отдельные слои серых песчанников (10—15 см), в верхней своей части неправильно волнисто-слоистых.

Собственно настоящая быстрицкая фация в чистом виде — это только верхняя толща зеленых глин (верхняя часть свиты). Нижняя часть несколько отличается заметным количеством песчанников, а самые низы (слой 1) и присутствием голубоватых карбонатных прослоев. Если окажется, что пасечнянские слои северного крыла антиклинали целиком соответствуют выгодским песчанникам, придется считать, что здесь зеленая быстрицкая фация охватывает весь ломницкий горизонт.

Другой разрез, в котором весь ломницкий горизонт сложен примерно однородными породами быстрицкого типа, находится около г. Сколе на р. Опор (Скольская скиба).

Здесь, на правом берегу, выше оравской свиты червяковых песчанников лежат (снизу вверх):

1. Небольшая (6—7 м) переходная пачка; за ней начинаются типичные быстрицкие слои — ярко-зеленые невискипающие аргиллиты, тонкопереслаивающиеся с серыми песчаниками (по 3—10 см) . . . . . 10 м
2. Пачка серых, местами слегка зеленоватых, известковистых аргиллитов с тонкими прослойками (через 10 см — 1 м) мелкозернистых пепельно-серых известковистых песчанников с иероглифами (прослеживаемая после перерыва около 50 м, на склоне в ряде небольших обнажений) . . . . . 15 м

В оползнях правого склона кое-где видны высыпки мягких зеленых некарбонатных глин, снова типично быстрицких. Они тянутся до самого шешорского горизонта, очень четко выраженного. Здесь этот горизонт рассматривался К. Толвинским как сильно сокращенные в мощности попельские слои.

Итак, в описываемом разрезе сразу над оравской свитой, приравниваемой к выгодской, лежат зеленые глины быстрицкого типа. Только несколько выше появляется пачка небольшой видимой мощности известковистых пород с некоторыми признаками пород попельской свиты. Однако это лишь исключение, а в общем же весь ломницкий горизонт выражен в быстрицкой фации. В Бориславе только самые верхи ломницкого горизонта сложены зелеными листоватыми глинами с ярозитом и доломитовыми конкрециями. Разная их мощность у уреза воды (6 м) и в верхней части склона (15 м) при почти вертикальном залегании заставляет предполагать наличие здесь местного разрыва. В с. Попели эта мощность тоже всего около 5 м. В этом разрезе происходит весьма значительное кверху замещение зеленой быстрицкой фации серой попельской.

Большое значение для изучения стратиграфии имеют разрезы Покутских Карпат (Бориславская подзона Предкарпатского прогиба) — достаточно четкое деление, а кроме того в основании свиты присутствует очень важный пестроцветный горизонт. По р. Рыбнице на южном крыле антиклинали Карматуры быстрицкая свита, обнажающаяся вдоль левого берега реки, лежит на типичных пепельно-серых песчаных мергелях попельской фации. Она сложена (сверху вниз):

- |   |       |
|---|-------|
| 1. Пестроцветный горизонт — темно-вишневые некарбонатные аргиллиты с прослоями иногда известковистых бледно-зеленых аргиллитов (этот горизонт именовался надпесчанским, теперь его следует называть быстрицким) | ?     |
| 2. Пачка темно-оливковых некарбонатных аргиллитов с прослоями песчаников и экзотических конгломератов, состоящих нацело из зеленых филлитов   | 10 м  |
| 3. Пачка карбонатных светло-оливковых аргиллитов с очень редкими тонкими (до 7 см) прослоями песчаников   | 20 „  |
| 4. Пачка (основная часть быстрицкой свиты) темно-оливковых, при выветривании грязно-зеленоватых, тонколистоватых некарбонатных глин почти без прослоев песчаников   | 100 м |

Обращает на себя внимание наличие в низах разреза слоев экзотических конгломератов. Для быстрицкой свиты это довольно редкое явление. Примерно так же выглядит разрез антиклинали Плоской по р. Бростурка, тоже в Покутских Карпатах: в основании зеленых быстрицких глин находится пестроцветный горизонт, а ниже лежат типичные попельские слои.

*Свита ритмичных песчаников и аргиллитов.* Нормальная быстрицкая свита представлена зелеными, обычно размокающими глинами, с большим или меньшим количеством тонких прослоев плотных, иногда кварцитовидных мелкозернистых песчаников или алевролитов. Нередко количество прослоев песчаников в разных частях свиты увеличивается. В тех случаях, когда их во всей толще становится очень много, мы вынуждены говорить уже не о зеленых глинах или аргиллитах с прослоями песчаников, а о ритмичной флишевой толще тонкого или среднего чередования песчаников и аргиллитов. Это уже другой тип ломницкого горизонта, который в отличие от глинистой быстрицкой фации или свиты можно было бы называть ритмичной быстрицкой фацией или свитой ритмичных песчаников и аргиллитов. Правильнее было бы дать этой свите специальное наименование, но пока его нет. Такая ритмичная фация ломницкого горизонта имеет широкое распространение. Различия между отдельными разрезами состоят в большей или меньшей

толщине песчанниковых прослоев — это может быть тонко- или среднеритмичный флиш, иногда и с толстыми прослоями песчанников.

На правом берегу р. Опор в скибе Зелемьянки в великолепном обнажении на значительном пространстве выступает тонкоритмичный флиш. Зеленоватые мелкозернистые стекловатые песчанники или алевролиты (3—8 см) с зеленой пленкой и многочисленными нередко двусторонними иероглифами чередуются с зелеными, реже серо-зелеными известковистыми глинами. Это тонкое равномерное чередование нарушается более редкими прослоями очень плотных мелкозернистых серых песчанников, выделяющихся своей большой мощностью (15—40 см). Выше следует шешорский горизонт.

Нижняя часть разреза здесь не обнажена. Вполне возможно, что в описанном обнажении видна только верхняя часть ломницкого горизонта. Представляя примерно характер разреза нижней части ломницкого горизонта в южных скибах и зная, что здесь попельская фация уже отсутствует и заменяется зеленым песчано-глинистым флишем, можно предполагать, что и в описанном разрезе вся серия является зеленой флишевой.

Между Ворохтой и Татаровом на р. Прут выше массивных выгодских песчанников развита именно такая сплошная тонкоритмичная песчано-глинистая толща, только в средней части карбонатная. Впрочем, как уже было отмечено выше, эта ритмичная толща может соответствовать только верхней части ломницкого горизонта, а нижняя ее часть в значительной мере переходит в выгодскую фацию. Однако, скорее следует допустить, что тонкоритмичная толща охватывает весь ломницкий горизонт.

Фация ритмичных, но более сближенных, зеленых песчанников хорошо выражена на Ораве, в скибе Парашки, выше Святославского карьера. Здесь в русле и в основании берега обнажаются сильно известковистые песчанники и зеленые, тоже известковистые, глинистые алевролиты, с резким преобладанием дальше кверху тонко- и среднеритмичных песчанников (10—40 см). Песчанники в нижней части слоя отчетливо и ровно слоистые, в верхней же части — кривослоистые. Имеется два типа песчанников:

- 1) светлые белесоватые, сахаровидные (встречаются редко);
- 2) зеленовато- и голубовато-серые сливные, тонкозернистые, приближающиеся к алевролитам, коричневатые с поверхности.

Это уже особая карбонатная разность фации различных песчанников и аргиллитов. Отличием от нормальных быстрицких слоев является карбонатность и значительное увеличение роли песчанников. К сожалению трудно сказать, слагается ли здесь такими породами весь ломницкий горизонт или только его нижняя часть, другими словами, можно ли считать эту толщу определенной фацией именно только нижней части ломницкого горизонта. В этом разрезе верхняя часть, вплоть до роговиков, совершенно не обнажена — но может быть как раз потому, что здесь развиты обычные мягкие быстрицкие глины.

В верховьях ручья Рыбника (скиба Парашки) попельские серые разности как бы чередуются с зелеными быстрицкими. Значительная часть разреза закрыта, затем обнажаются довольно темные серые известковистые несколько песчанистые аргиллиты с редкими прослоями песчанников попельского характера. Видимая мощность около 10 м.

Выше идут плотные серые песчанники, иногда в основании грубые, даже переходящие в косослоистый гравийник, разделенные зелеными глинистыми прослойками. В верхней части пачка становится все более тонкоритмичной. На песчанниках наблюдаются крупные валиковые иероглифы. По своему характеру пачка эта, имеющая мощность около

25 м, похожа на червяковые оравские песчаники, но отличается зеленой окраской глин. Она покрывается тонкоритмичным флишем — чередующимися тонкими алевролитами (1—5 см) и зелеными глинами совершенно быстрицкого типа, общей мощностью 8 м.

Еще выше снова наблюдается пачка серых мергелистых песчаных глин попельского типа, в верхней части чередующихся с песчаниками и зелеными глинами. Мощность 10 м. Далее, за массивным песчаником (6 м) идет закрытый склон (около 25 м), в котором виден лишь небольшой выход зеленых глин, чередующихся с темными коричневато-серыми глинами попельского типа.

Затем начинается хорошо выраженный шешорский горизонт мощностью 20 м.

На основании описанных соотношений отдельных разностей приходим к выводу, что в пределах ломницкого горизонта по вертикали могут происходить различные изменения. Граница попельской и быстрицкой фаций (как это имеет место в северных скибах) может сдвигаться, внутри одной фации может появляться другая; наблюдается чередование в разрезе различных фаций. Признаки попельской фации отмечаются в виде небольших пачек и в южных скибах.

*Довжинская свита.* В ломницком горизонте наблюдается общее увеличение роли песчаников в южном направлении. Примером может служить довшинская свита толсто- и среднеслоистых песчаников, описанная Я. О. Кульчицким в окрестностях пос. Ясиня (верховья р. Черной Тиссы). Обычно эта полоса причисляется к Кросненской зоне, но, вероятнее, она принадлежит еще к южной части Скибовой зоны; Кросненская же зона здесь совершенно скрыта под Черногорским надвигом.

Выше выгодской свиты массивных и толстослоистых песчаников (360 м) лежит толща мощностью около 350 м. Она характеризуется резким преобладанием песчаников и состоит из толстослоистых, иногда массивных, в некоторых пачках и среднеслоистых слюдястых песчаников с отдельными небольшими пакетами тонкочередующихся алевролитов и аргиллитов. В верхней части толщи (в 70—90 м от кровли) найдены верхнеэоценовые *Nummulites fabianii* Prever, *N. chavannesi* de la Hague и *Discocyclus nummulitica* (Gumbel) — и богатая фауна мелких фораминифер.

Более подробно эта толща разделяется здесь (Кульчицкий, 1957) следующим образом (снизу вверх):

- |  |         |
|--|---------|
| 1. Толстослоистые слюдястые разнозернистые известковистые серые песчаники, иногда переслаивающиеся с небольшими по мощности тонкоритмичными алевролито-аргиллитовыми пакетами  | 240 м   |
| 2. Тонкоритмичные чередующиеся голубовато-серые известковистые алевролиты и темно-серые и зеленовато-серые аргиллиты   | 12 „    |
| 3. Толсто- и среднеслоистые плотные известковистые слюдястые серые песчаники   | 10 „    |
| 4. Серые песчаники со слабым голубоватым оттенком, среднезернистые (в подошвенной части слоя крупнозернистые), слюдястые известковистые средне- и толстослоистые; среди песчаников встречаются 0,7—1,5 м тонкоритмичные алевролито-аргиллитовые пакеты. В средней и нижней частях пачки обнаружены единичные <i>Nummulites fabianii</i> и <i>N. chavannesi</i> de la Hague   | 20 „    |
| 5. Среднеслоистые, толстослоистые и реже массивные серые мелко- и среднезернистые слюдястые известковистые песчаники; среди них встречаются прослои в несколько сантиметров толщиной темно-серых и зеленовато-серых известковистых и неизвестковистых аргиллитов. В подошве пачки, в двух мощных пластах (1,5 и 1,8 м) песчаников найдена обильная фауна <i>Discocyclus nummulitica</i> (Gumbel), <i>Nummulites fabianii</i> Prever и <i>N. chavannesi</i> de la Hague. Кроме типичных <i>N. fabianii</i> Prever, встречаются переходные формы к <i>N. intermedium</i> Arch. Эта фауна позволяет отнести вмещающие ее слои к самым верхам эоцена | 65—70 м |

В описанных породах (пачка 5) обнаружена богатая фауна мелких фораминифер: *Rhabdammina latissima* (Grzyb.), *Proteonina complanata* (Frankе), *Reophax splendidus* (Grzyb.), *R. duplex* (Grzyb.), *Nodellum rumbleri* (Frankе), *Ammodiscus latus* (Grzyb.), *Trochamminoides irregularis* (White), *Gyroidina soldanii* Orb. и др. Аналогичный комплекс встречается в быстрицкой свите в Береговой и Оровской скибах.

Резюмируя все сказанное, следует отметить, что основной фациальной разностью ломницкого горизонта являются некарбонатные зеленые глины или аргиллиты с прослоями песчаников. В тех случаях, когда прослоев песчаников мало, мы видим глинистую быстрицкую свиту, а когда их много — свиту ритмичных песчаников и аргиллитов. Крайняя степень увеличения количества песчаников — довжинская свита толсто-слоистых песчаников.

В северных скибах появляется своеобразная попельская фация темно-серых песчанистых мергелей и мергелистых песчаников, светлеющих при выветривании. Между серой попельской и зеленой быстрицкой фациями имеются переходные разности, совмещающие те или иные признаки обеих фаций (например, зеленовато-серые, но карбонатные аргиллиты). В ряде случаев в основании быстрицкой свиты прослеживается пестроцветный горизонт.

В большинстве разрезов в кровле ломницкого горизонта присутствует шешорский горизонт, сложенный чередующимися мергелями, песчаниками и черными менилитоподобными сланцами. К этому шешорскому горизонту приурочены и пласты массивных желтоватых песчаников, являющихся менее мощными аналогами так называемого бориславского песчаника, вскрытого только скважинами в Бориславской глубинной складке.

При составлении общей схемы стратиграфии с самого начала возникал вопрос о причислении шешорского горизонта к быстрицкой свите или к менилитовой серии. Исходя из литологических признаков было бы естественнее считать этот горизонт относящимся уже к менилитовой серии, поскольку в нем появляются и в верхах преобладают черные сланцы менилитового типа с прослоями роговиков. Роговиковый горизонт выделялся на картах даже мелкого масштаба. Именно удобство для картирования заставило проводить нижнюю границу менилитовой серии по основанию роговикового горизонта. Необходимо отметить, что мощность шешорского горизонта настолько мала (не превышает 20 м), что граница на картах не изменилась бы при другом решении вопроса. По существу шешорский горизонт состоит из двух частей — нижней, в которой преобладают зеленые глины, серые мергели и песчаники, т. е. связанной больше с подстилающими слоями, и верхней — уже скорее менилитовой. Таким образом, было бы правильнее всего по литологическим признакам проводить нижнюю границу менилитовой серии внутри шешорского горизонта, отнеся его нижнюю часть к ломницкому горизонту, т. е. уничтожив его как самостоятельный стратиграфический элемент или называя шешорским горизонтом только его нижнюю часть (Вялов, Дабагян, Мятлюк, 1963). Вряд ли, однако, следует признать такое изменение укоренившегося понятия целесообразным. В стратиграфической схеме шешорский горизонт оставлен в составе ломницкого горизонта (быстрицкой свиты). А. В. Максимов (1960б), А. Д. Грузман и А. В. Максимов (1963), А. В. Максимов и Л. М. Рейфман (1963) включают весь шешорский горизонт в состав менилитовой серии и в доказательство олигоценного возраста его они приводят списки остатков моллюсков и рыб.

Обращаясь к палеонтологическим остаткам, найденным в ломницком горизонте, следует отметить, что для попельских слоев В. Рогалья (1925а, 1926, 1946) был опубликован большой список моллюсков, подтверждающий верхнеэоценовый (бартонский) их возраст. Однако этот предварительный список должен быть подвергнут ревизии, хотя вывод о принадлежности попельских слоев (во всяком случае большей их части) к верхнему эоцену может быть принят.

А. В. Максимов (1959а) приводит из попельских слоев следующую фауну: *Crassatella* cf. *woodi* Коен., *Variamusium fallax* Когоб. var. *dregeri* Когоб., *Cardita laurae* Brongn., *C.* cf. *hortensis* Vin. de Regny, *Limopsis striata* Rouault, *Ostrea plicata* Sol. и *Lucina saxorum* Lam.

В быстрицкой фации моллюсков обнаружено не было.

В шешорском горизонте в нескольких местах были найдены многочисленные, но однообразные *Pectunculus*. А. Максимовым (1959а) из шешорского горизонта (у с. Космач) определены: *Pectunculus williansi* Sok., *P. obovatus* Lam., *Cardita laurae* Brongn., *Lucina gracilis* Nyst., *Athleta suturalis* Nyst., *Ringicula aperta* Коен., *Dentalium hoeringense* Dreger и др.

В верхней части доджинской свиты (фации толстослоистых песчаников) около пос. Ясиня Я. О. Кульчицким (1957) были найдены верхнеэоценовые *Nummulites fabianii* Prever (и переходные формы к *N. intermedius* Arch.), *N. chavannesi* de la Harpe и *Discocyclusa nummullitica* (Gümb.).

Из шешорского горизонта Буковины Б. Т. Голев приводит: *Nummulites incrassatus* de la Harpe, *N. chavannesi* de la Harpe, *N. bouielli* de la Harpe, *N. budensis* Hantk., *N. fabianii* Prever, *N. striatus* (Brug.), *N. variolarius* (Lam.) и единичные *N. intermedius* Arch. Отсюда же перечисленные виды [с добавлением *Assilina exponens* (Sow.)] описаны Г. И. Немковым (1955). Упоминается также *N. vasculus* Joly et Leym. (Максимов, 1959а).

Указанные нуммулиты верхней части ломницкого горизонта свидетельствуют о верхнеэоценовом возрасте. Низы ломницкого горизонта Г. И. Немков относит еще к среднему эоцену. Шешорский горизонт по составу фауны моллюсков и появлению представителей олигоценовых нуммулитов А. В. Максимовым (1949а) причисляется к нижнему олигоцену.

В работе Е. В. Мятлюк (1950) в попельской свите (т. е. ломницком горизонте) выделено несколько микрофаунистических горизонтов, однако большинство из них установлено только в отдельных частных разрезах.

В разрезе на р. Опор около с. Побук намечены следующие горизонты:

1) горизонт с редкими *Cyclamina* — в 20 м от подошвы попельских слоев;

2) горизонт с *Globorotalia crassaformis* — в 30 м от подошвы, в пачке песчано-глинистых известковистых сланцев мощностью 11 м;

3) горизонт с *Cibicides karpaticus* — охватывающий, по-видимому, верхнюю часть попельской свиты и зеленые быстрицкие глины, имеющие здесь мощность около 5 м (этот горизонт сопоставляется с зоной *Bolivina* Кавказа);

4) на р. Быстрице Надворнянской в нижней части быстрицкой свиты, замещающей здесь, очевидно, целиком попельскую свиту, выделена зона *Pseudocyclamina*, которая, вероятно, соответствует зоне *Cyclamina*, а может быть частично и зоне *Globorotalia crassaformis* разреза на р. Опор. Здесь же, в «попельской свите», лежащей выше

быстрицкой свиты, установлен горизонт крупных *Globigerina*. Это несомненный шешорский горизонт.

Таким образом, для всего ломницкого горизонта можно установить такую последовательность микрофаунистических горизонтов, намеченных в разных разрезах Е. В. Мятлюк (снизу вверх):

- 1) горизонт с редкими *Cyclamina*;
- 2) горизонт с *Globorotalia crassaformis* (первый, а может быть частично и второй горизонты соответствуют в других местах зоне *Pseudocyclamina amplexens*);
- 3) горизонт с *Cibicides karpaticus* и *Bolivina* aff. *aenariensis*;
- 4) горизонт крупных *Globigerina* (шешорский горизонт).

Считая, как это было принято для Кавказа Н. Н. Субботиной, горизонт с *Globorotalia crassaformis*, принадлежащим к лютетскому ярусу, Е. В. Мятлюк относит попельскую свиту (т. е. ломницкий горизонт) не только к верхнему эоцену, но частично и к среднему эоцену.

Н. И. Маслаковой (1955, 1957) в толще, соответствующей ломницкому горизонту, выделены по фораминиферам три зоны: 1) в Бориславе (по р. Тысменице) нижняя зона *Globorotalia crassaformis* охватывает нижние 20 м попельской свиты, 2) средняя — планктонных и бентонных фораминифер — всю остальную часть свиты; 3) верхняя зона *Bolivina* отвечает небольшой по мощности пачке зеленых быстрицких глин. В схеме (см. рис. 33) последняя охватывает и шешорский горизонт. *Cibicides karpaticus* M j a t l. присутствует как во второй, так и третьей зоне. Вероятно, обе они могут быть сопоставлены с горизонтом *Cibicides karpaticus* и *Bolivina* aff. *aenariensis*, выделенным Е. В. Мятлюк.

Зона *Globorotalia crassaformis* и зона планктонных и бентонных фораминифер (введенные Н. И. Маслаковой в общую схему зонального микрофаунистического деления палеогена Карпат) установлены и на р. Быстрице Надворнянской, где они выделяются в нижней и в верхней половинах быстрицкой свиты. Этим подтверждается полное замещение на р. Быстрице Надворнянской попельской фации быстрицкой. Шешорскому горизонту здесь отвечает зона крупных *Globigerina*.

Касаясь вопроса о возрасте микрофаунистических зон, Н. И. Маслакова присоединяется к мнению, существующему у многих исследователей и, по-видимому, совершенно правильному, о верхнеэоценовом (оверзском), а не среднеэоценовом возрасте зоны *Globorotalia crassaformis*. Остальные зоны также отнесены к верхнему эоцену.

Таким образом, все палеонтологические данные, имеющиеся в отношении ломницкого горизонта, свидетельствуют с очевидностью о верхнеэоценовом возрасте по крайней мере ее большей верхней части. В отношении низов этого горизонта все же остаются некоторые сомнения, вызванные неясностью сопоставлений с Буковиной и районом Пасечной; быть может она спускается и в верхнюю часть среднего эоцена. Точно так же еще несколько спорно возрастное положение шешорского горизонта.

## Олигоцен

### Менилитовая серия

Впервые название менилитовые сланцы было введено Е. Глокером (E. Glocke, 1843) для отложений, содержащих роговики с разнообразностью опала, именуемого «менилитом»\*, от которого затем и пошло

\* В петрографическом словаре Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и Э. А. Струве (1937) в объяснении термина менилит значит: «Доломь (1794) — опаловые конкреции из Менилмонта. Листоватая кремнеземистая глина».

название всей толщи, сложенной главным образом темными глинисто-битуинозными сланцами. Петрографический термин приобрел стратиграфический смысл.

В Восточных Карпатах А. Геймом (A. Heim, 1919), а также Е. Яблонским и С. Вейгнером (1925) было установлено двучленное деление менилитовой серии. Они различали нижние и верхние менилитовые сланцы, разделенные «нижними поляницкими слоями». А. Гейм назвал эту промежуточную толщу лопянецкой свитой.

Менилитовая серия сначала относилась к эоцену, в дальнейшем на основании изучения остатков рыб всеми принимался ее нижнеолигоценый возраст. Затем снова некоторые польские геологи вернулись к представлению об ее эоценовом возрасте (от лютетского яруса до бартоня). Поводом для этого послужила отчасти фауна нуммулитов, обрабатывавшаяся М. Сизанкур и Ф. Бедой, вероятно, находившаяся в переотложенном состоянии и, кроме того, высказывания В. Рогалья, обрабатывавшего фауну моллюсков как из подгнивающих, так и из покрывающих менилитовую серию отложений из попельской и поляницкой свит. В. Рогалья дал большие списки фауны, к сожалению, только предварительно определенной и не обработанной монографически. Установив по этой фауне бартонский возраст попельской свиты непосредственно подстилающей менилитовую серию, и нижнеолигоценый возраст покрывающей ее поляницкой свиты, В. Рогалья пришел к заключению о принадлежности ее к самым верхам эоцена — людийскому ярусу. Такая точка зрения, которую В. Рогалья повторил и в своей последней работе (Рогалья, 1946), горячо отстаивалась им в полемике с Л. Горвицем.

Однако, во-первых, попельская свита в тех местах, откуда происходит определенная В. Рогалей фауна, как теперь выяснилось, не подстилает непосредственно менилитовую серию, а отделяется от нее зеленой быстрицкой свитой (Вялов, 1951а, б). Во-вторых, фауна, послужившая доказательством нижнеолигоценного возраста поляницкой свиты, была собрана не в поляницкой, а в лопянецкой свите («нижних поляницких»), т. е. в средней части менилитовой серии. Таким образом, эта фауна как раз доказывает нижнеолигоценый возраст по крайней мере части менилитовой серии, а бартонская фауна попельской свиты отнюдь этому не противоречит. Необходимо отметить, что определения фауны моллюсков требуют тщательной ревизии и на основании только приведенных списков делать какие-либо заключения нельзя.

Ф. Беда (1946) по фауне нуммулитов причисляет к эоцену не только менилитовую серию, но и всю поляницкую свиту, с чем согласиться невозможно.

Большинство советских исследователей уверенно принимает сейчас олигоценый возраст менилитовой серии (нижний и средний олигоцен). Только Е. В. Мятлюк (1950) отнесла ее к верхнему эоцену — среднему (?) олигоцену. И. А. Голубков (1951) тоже сначала придерживался мнения о верхнеэоценовом — нижнеолигоценном возрасте серии, но затем принял нижне- и среднеолигоценый ее возраст (Голубков, 1953).

Л. Горвиц (L. Horwitz, 1936) применял термин нижнеменилитовые сланцы совсем с другим значением. Он назвал так небольшую пачку черных сланцев, выступающую в некоторых частях Карпат прямо под роговиками. Иногда эта пачка именовалась подроговиковой. Именно она и получила название шешорского горизонта (Вялов, 1951а, б).

В настоящее время принято общее название — менилитовая серия и трехчленное ее деление — нижнеменилитовая, среднеменилитовая (или лопянецкая) и верхнеменилитовая свиты. Впрочем, некоторые гео-

логи придерживаются двучленного деления и включают лопянецкую свиту в нижнеменилитовую (Маслакова и Муратов, 1951; Маслакова, 1955; Немков и Хлопонин, 1955).

Нижняя и верхняя менилитовые свиты сложены преимущественно черными сланцами (аргиллитами) — см. рис. 35, 36.

В основании как нижней, так и верхней менилитовых свит прослеживается пачка плотных слоистых роговиков (силицилитов) — это нижний и верхний роговиковые горизонты. В нижней или средней части нижней менилитовой свиты в ряде мест присутствует горизонт массивных песчаников или пачка сближенных толстослоистых песчаников, обозначаемых как кливские песчаники. В ее кровле прослеживается незначительный по мощности, но очень важный опорный ясельский горизонт полосчатых известняков. Внутри верхней менилитовой свиты

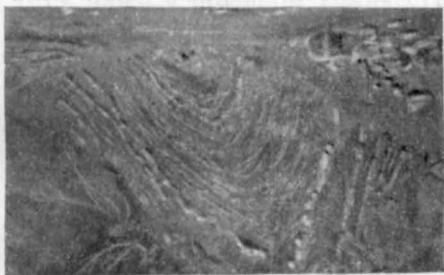


Рис. 35. Опрокинутая складка (менилитовая серия) близ с. Яблоница. Фото А. И. Иванченко



Рис. 36. Менилитовая серия близ с. Козево. Фото А. И. Иванченко

установлен мощный горизонт дацитовых туфов, получивший название чечвинского (Вялов, Ладыженский, Ткачук, 1951).

Лопянецкая свита резко отличается по своему характеру от толщи собственно менилитовых сланцев — она сложена известковистыми, светлеющими при выветривании, аргиллитами и голубовато-серыми известковистыми песчаниками и внешне совершенно подобна поляницкой свите. Менилитовая серия чрезвычайно широко распространена во Внешних Карпатах, почти на всем протяжении Карпатской дуги. Она отчетливо выделяется среди большинства других флищевых образований. Однако указанное трехчленное ее подразделение выдерживается только в северных скибах — Береговой и Оровской — и частично во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба. В южных скибах и в Кросненской зоне присутствует только нижнеменилитовая свита, а верхняя часть менилитовой серии замещается особой фациальной разностью — отложениями кросненской серии. Обычно в таких случаях между менилитовой и кросненской сериями развита переходная толща, включающая как черные менилитовые некарбонатные сланцы, так и темно-серые, светлеющие при выветривании, известковистые кросненские аргиллиты и голубовато-серые песчаники. Иногда замещение кросненской фацией захватывает даже какую-то часть нижнеменилитовой свиты.

Нижнеменилитовая свита. В основании нижнеменилитовой свиты повсюду прослеживается пачка тонкослоистых роговиков, образующих весьма постоянный, выдержанный горизонт. Этот роговиковый горизонт (или нижние роговики, как его иногда называют в отличие от верхних роговиков, находящихся в основании верхнеменилитовой

свиты), благодаря своей значительной плотности, отчетливо выступает в обнажениях и играет определенную роль в развитии рельефа.

По данным Л. Г. Ткачук (1955), роговики (халцедонолиты) под микроскопом состоят из тонкоагрегатного халцедона с многочисленными его сферолитами; примесь кластического материала (слюда, кварц, циркон) ничтожная. Пирита иногда довольно много. Цвет изменяется от светло-серого до почти черного в зависимости от количества содержащегося в слое органического (битуминозного) вещества. Иногда присутствуют тонкие прослойки менилитового опала, наблюдаются многочисленные разрезы спикул губок, выполненных волокнистым халцедоном.

Горизонт роговиков представляет собой пачку тонких слоев темных, даже черных кремней, сближенных или разделенных тончайшими прослоями черных сланцев. Мощность отдельных слоев обычно 2—10 см. В изломе они имеют стекловатый жирный блеск. Нередко слои обладают полосчатостью — чередованием черных и белых полосок то сравнительно равномерными, то, чаще, с более широкими черными полосами посередине и с тонкой полосчатостью по краям. Иногда широкая черная полоса сопровождается только по краям белой каемкой, иногда она становится прерывистой. Основная масса остатков рыб, описанных в литературе, происходит именно из роговикового горизонта. Общая мощность его бывает различная — от 3 до 20 м.

В целом ряде мест наблюдается еще так называемый карбонатный или мергелисто-роговиковый горизонт, связанный с роговиковой пачкой. Внешне он имеет совершенно такой же вид, но белесоватая каемка вскипает с кислотой.

Иногда в роговиковом горизонте появляется и примесь терригенного материала. Мало того, например в разрезе по р. Рыбнице около Косова в Покутских Карпатах, этот горизонт оказался обогащенным мелкими галечками зеленых филлитов. Здесь карбонатно-роговиковая пачка состоит из плотных толстослоистых светлых известняков (2—20 см) с линзами темных кремней, чередующихся с плотными коричнево-серыми известковистыми аргиллитами (2—15 см, изредка до 40 см). Мощность пачки 15—18 м (Вялов, 1955б).

Выше роговикового горизонта начинается основная часть нижнеменилитовой свиты, которая в своем типичном виде представляет собой толщу черных или темно-коричневых и шоколадных тонколистоватых известковистых аргиллитов с прослоями песчаников. При выветривании сланцы покрываются иногда белым налетом, на них появляются рыжие железистые пленки и желтые присыпки ярозита вместе с мелкими розетками гипса. Все же обнажения менилитовых сланцев всегда выделяются своей темной окраской.

Согласно исследованиям Л. Г. Ткачука (1955), различаются кремнисто-глинистые, кремнистые и известково-глинистые сланцы. В менилитовых сланцах содержится некоторое количество кластического алевролитового материала, преимущественно кварца. Иногда наблюдается тончайшая полосчатость вследствие чередования обогащенных алевролитовым материалом и почти лишенных его микропрослоечков (плагуль). Такая же микрослоистость вызывается чередованием плагуль, то больше, то меньше обогащенных органическим веществом. Темный цвет менилитовых сланцев, по Л. Г. Ткачуку, обусловлен различным количественным содержанием непрозрачного бурого органического вещества. Однако отчасти он объясняется эпигенетическими гидратными соединениями окислов железа, возникших за счет преобразования пирита.

Химический состав сланцев колеблется в широких пределах, например  $\text{SiO}_2$  от 46,42 до 90,05%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от 6,54 до 17,23%.

Черные и шоколадные аргиллиты составляют главный элемент менилитовой серии.

Количество прослоев песчаников меняется в разных разрезах и даже в разных частях одного и того же разреза. Они то образуют отдельные тонкие малозаметные прослои, то их количество увеличивается вплоть до того, что вся серия переходит уже в настоящий ритмичный флиш с тонким или средним чередованием песчаников и черных аргиллитов.

Основная разность песчаников менилитовой серии очень типична и не имеет аналогов в других отложениях. Это белые или желтовато-белесоватые сахаровидные мелкозернистые песчаники, иногда полосчатые, с черными глинистыми плагулями. Нередко в них появляется примесь глауконита. Их нижняя поверхность обычно покрыта черной пленкой. Иероглифы сравнительно редки, но в некоторых разрезах встречаются даже в большом количестве, причем резко преобладают разнообразные механоглифы. Мощность слоев песчаников от 3 до 50 см, но наблюдаются и более мощные пласты. Реже встречаются светло-серые сливные кварцитовидные песчаники, образующие только тонкие слои.

Из других разностей следует упомянуть обогащенные глауконитом зеленоватые песчаники и, наконец, отмеченные лишь в нескольких местах черные песчаники, в которых кварцевые зерна как бы плавают в черной глинистой цементирующей массе.

В 1877 г. К. Паулем и Е. Титце были описаны из разных мест Восточных Карпат песчаники, названные ими кливскими (от горы Клива около г. Делятина на правом берегу р. Прут). Еще Р. Зубер (R. Zuber, 1882) указывал, что кливские песчаники не образуют постоянного горизонта, а появляются локально в менилитовой серии.

В настоящее время под этим именем понимается пачка массивных или сближенных толстослоистых песчаников внутри нижнеменилитовой свиты. Она не занимает определенного стратиграфического положения и не может считаться постоянным горизонтом, но обычно приурочена к средней или нижней части свиты. По своему характеру — это обычные для менилитовой серии белые слегка желтоватые кварцевые сахаровидные или обогащенные глауконитом зеленоватые песчаники. Большая или меньшая примесь глауконита вообще для них довольно обычна.

Изучая специально песчаники менилитовой серии, Л. Г. Ткачук (1955) пришел к заключению, что главную массу обломочного материала в них составляет кварц. Кроме того, почти всегда, но в небольшом количестве присутствуют полевые шпаты, имеются также чешуйки бесцветной слюды. Цемент кремнисто-глинистый и кремнистый, последний представлен опалом, местами преобразованным в агрегат зернистого или волокнистого халцедона. Размер зерен колеблется от 0,01 до 0,5 мм, но преобладают мелкозернистые песчаники.

В нижнеменилитовой свите были отмечены остатки микрофауны — карбонатные раковинки фораминифер и кремневые раковинки радиолярий в виде халцедоновых сфер, нередко с шипами (Ткачук, 1955). В ее кровле в ряде разрезов протягивается маломощный роговиковый горизонт, иногда состоящий из нескольких слоев роговиков, разделенных черными аргиллитами. В отдельных местах в верхней части свиты появляется незначительная пачка полосчатых известняков, имеющая большое стратиграфическое значение.

В некоторых разрезах наряду с нормальными для нижнеменилитовой свиты некарбонатными черными аргиллитами наблюдались небольшие пачки несколько известковистых пород. Такая пачка слегка зеленоватых карбонатных аргиллитов отмечена в нижней части свиты около Биткова (в разрезе по ручью Битковчик). В том же по существу

разрезах, но вскрываемомся на левом берегу р. Быстрицы Надворнянской (гора Пецига), в верхней части свиты оказывается известковистой пачка чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. Только прослой черных аргиллитов с ярозитом не вскипают с кислотой. В Покутских Карпатах (Внутренняя зона Предкарпатского прогиба) наблюдается пачка зеленоватых некарбонатных сланцев. Такие же сланцы отмечены при бурении близ г. Долина в переходной части к лопянецкой свите.

Мощность нижнемелитовой свиты достигает 300 м. Ниже, в качестве примеров, приводится несколько обнажений нижнемелитовой свиты.

Очень хорошее большое обнажение (высотой около 60 м) можно наблюдать на правом берегу р. Оравы в скибе Зедеянки, где (снизу вверх) представлены:

1. Черные сланцы, чередующиеся с серыми мелкозернистыми песчаниками то почти сливными (это обычно тонкие слои), то сахаровидными изредка до 40 см. Иногда песчаников довольно мало, но все же это ритмичный флиш. На песчаниках имеются редкие иероглифы . . . . . 50—60 м
2. Песчаники, которые появляются в верхней половине обнажения в виде сближенных пластов (по 0,5—1,5 м) не выдержаны по падению, разделяясь на более тонкие. Между толстыми пластами находятся или прослой черных сланцев, или небольшие пакеты тонкочередующихся песчаников и сланцев. Песчаники обычного для мелитовой серии типа — сахаровидные, светлые желтовато-белесоватые, некоторые слои полосчатые (с черными плагулями), мелкозернистые. Иногда они становятся зеленоватыми от примеси глауконита. Изредка встречаются иероглифы преимущественно мелкобугорчатые . . . . . 40—50 м

На ручье Рыбник, выше его слияния с р. Майдан (в скибе Парашки) на левом берегу имеется прекрасное громадное обнажение, в котором вскрывается нижняя часть мелитовой серии до 150 м мощностью. На роговиковом горизонте (5 м) залегает небольшая пачка сближенных массивных песчаников, очень неровных, то раздувающихся, то выклинивающихся, разделенных тонкими глинистыми прослойками. Общая мощность 4 м. Основная часть обнажения сложена сплошной толщей черных мелитовых сланцев с отдельными сравнительно тонкими (10—40 см) и довольно редкими (через 2—3—5 м) прослоями песчаников, которые хорошо выделяются светлыми полосами на темном фоне обнажения. Таким образом, песчаники играют второстепенную роль, но все же достаточно заметны.

В Береговой скибе на р. Быстрице Надворнянской (гора Пецига) самые низы свиты не обнажены и разрез начинается пачкой сближенных пластов песчаников до 4 м, сильно глауконитовых, иногда ярко-зеленого цвета, средне- и крупнозернистых, даже грубых, переходящих в гравийник. Это, очевидно, кливские песчаники. Общая их мощность около 50 м. Далее мы видим тонкое чередование черных аргиллитов, алевролитов и песчаников (5—15 см). Песчаники чаще всего белые сахаровидные с черной пленкой на нижней поверхности, часто с черными плагулями, то ровными, то косыми, выклинивающимися и снова появляющимися, как бы разбрызгивающимися во все стороны. Довольно много бугорчатых и параллельно-валиковых иероглифов.

В самом основании некоторых более мощных пластов песчаников (около 0,5 м) имеется довольно крупный гравийный материал (кварцевый и экзотический) \*.

\* В долине Быстрицы Надворнянской Н. П. Семененко из образцов кливского песчаника по глаукониту был определен абсолютный возраст — 40 млн. лет, т. е. олигоценный. — *Прим. ред.*

Вообще в этом разрезе встречаются все основные разности песчаников менилитовой серии: 1) белые сахаровидные с черными плагулями; 2) светло-серые сливные кварцитовидные (только тонкие слои); 3) зеленые глауконитовые и 4) черные песчаники с черной глинистой цементирующей массой. Наиболее часты белые сахаровидные и зеленые глауконитовые разности. Встречаются и гравийники с экзотическим материалом (в основании белых и зеленых песчаников).

В верхней части свиты устанавливается наличие известковистого горизонта, что, вообще говоря, является большой редкостью. Здесь собственно развиты те же слои, но почти все они, кроме черных листоватых аргиллитов с ярозитом, в большей или меньшей степени вскипают с кислотой. Кстати говоря, на сколько-нибудь известковистых породах никогда не бывает ярозита. В этом горизонте имеются спаянные с белыми песчаниками темно-серые коричневатые алевролитовые мергели, может быть несколько сидеритовые. Вскипают с кислотой даже тонкорассланцованные песчанистые аргиллиты.

В самых верхах свиты (последние 50 м) наблюдается очень тонкое чередование белых песчаников и черных сланцев. В этой также некарбонатной пачке появляются биогенные иероглифы, которые до сих пор совсем не встречались — крючковатые мелкие валики и внутренние, проходящие насквозь через слой, тубики. Отмечен необычный для менилитовых сланцев прослой темно-серого песчаника с белыми искорками — он переполнен мельчайшими обломками раковин. Вообще в верхней половине свиты иероглифов много и они весьма разнообразны, но почти все это механоглифы, преимущественно крупные, с резким рельефом. Имеются крупнобугорчатые, язычковые, батонообразные и другие (мозговые, бугорчатые очень редко, шагреневые, угревидные). Общая мощность описанной части разреза около 300 м, а мощность всей нижней менилитовой свиты здесь около 450 м.

В рассматриваемом выше разрезе песчаники занимают значительное место и вся толща может быть названа ритмичной песчано-аргиллитовой.

Лопянецкая (или среднеменилитовая) свита была названа А. Геймом (1919) по имени с. Лопянка в 7 км к югу от г. Долина. Эту же толщу Е. Яблонский и С. Вейгнер (1925) называли нижними поляницкими слоями в отличие от верхних или собственно поляницких. В своем стратиграфическом словаре Г. Свидзинский (1947) пишет, что термин А. Гейма не был принят. Однако он вошел в стратиграфическую схему и применяется всеми геологами. Наоборот, название нижнеполяницкие слои, вносящее большую путаницу в стратиграфию, в настоящее время совершенно вышло из употребления.

Рассматриваемая свита очень резко отличается по своему характеру от нормальных менилитовых пород и близко напоминает поляницкую свиту. Она состоит из темно-серых известковистых аргиллитов при выветривании светлеющих и приобретающих стально-серую окраску. Аргиллиты чередуются с известковистыми голубовато-серыми песчаниками, слюдистыми, обычно сверху тонко расслаивающимися, нередко плейчатными и кривослоистыми. Имеются крупные сидеритовые (или анкеритовые) конкреции.

Таким образом, лопянецкая свита отличается от пород менилитовой серии прежде всего своей постоянной и сильной известковистостью, а также светлой голубоватой или стально-серой окраской при выветривании. Повсеместно в ней находятся обломки раковин моллюсков, но можно встретить и пригодные для определения экземпляры.

Именно из лопянецкой свиты В. Роголя определил нижнеолигоценую фауну моллюсков, считая ее поляницкой.

Е. В. Мятлюк (1950), изучая микрофауну, установила, что ряд форм — *Cibicides lopjanicus* Mjatl., *Bolivina danvilensis* Howe et Wall., *Elphidium karpaticum* Mjatl. — являются руководящими для этой свиты и дают возможность отличить ее от поляницкой свиты.

Н. И. Маслакова и М. В. Муратов, а за ними некоторые другие авторы, придерживаясь двучленного деления менилитовой серии, причисляют лопаецкую свиту к нижнеменилитовой свите.

Является ли лопаецкая свита даже в северных скибах постоянным горизонтом или же по простиранию выклинивается, замещается отложениями менилитовой серии и тогда менилитовая серия сливается в сплошную толщу, сказать трудно. Мощность свиты 400 м.

Верхнеменилитовая свита, как и нижняя, начинается небольшой пачкой роговиков (верхние роговики), но здесь они не черные, а обычно светло-серые. Общий характер ее совершенно такой же и по внешнему виду обе свиты различить нельзя. Она тоже слагается черными или шоколадными известковистыми аргиллитами, но, пожалуй, в ней всегда меньше песчаников.

Иногда, как, например, в разрезе около Рожнятова, аргиллиты верхнеменилитовой свиты оказываются очень сильно окремненными. Максимальная мощность свиты на р. Чечве достигает 1300—1400 м.

В верхах свиты начинают появляться редкие, а затем и более частые прослои светло-серых при выветривании известковистых аргиллитов и голубоватых песчаников и, таким образом, совершается постепенный переход в следующую поляницкую свиту. Точную границу между ними уловить бывает трудно. Из фауны встречаются лишь остатки рыб и очень небольшое количество фораминифер.

Только в одном разрезе, именно на р. Чечве около с. Нижний Струтин внутри верхнеменилитовой свиты был встречен мощный горизонт светлых голубовато-зеленоватых дацитовых туфов (до 50 м). Этот горизонт назван чечвинским (Вялов, 1951б). Петрографическое его описание сделано Л. Г. Ткачуком (Вялов, Ладыженский, Ткачук, 1951), Е. И. Вульчиным (1963). Интересно, что в других местах туфовый горизонт не обнаружен. По-видимому, он распространен на очень ограниченном участке.

Возникает вопрос, где же находится тот вулкан, извержение которого принесло громадное количество пеплового материала. Обычно все вулканические продукты связывают с Закарпатьем, действительно являвшимся вулканической областью. Если вообще допустить принос вулканического материала из отдаленных областей, то было бы весьма странным узлокальное распространение на р. Чечве пеплов (туфов) столь значительной мощности. Получается короткая толстая линза, а не равномерный покров на большой площади, как это было бы в случае приноса туч пепла ветром. Возможно, что вулканический аппарат находился не по ту сторону гор, в Закарпатье, а где-то здесь же поблизости и весь выброшенный пепловый материал сконцентрировался на небольшом пространстве. Правда, мы нигде не знаем лав этого возраста, но может быть произошел только выброс пепла без истечения жидкой лавы.

Во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба в менилитовой серии отмечены горизонты конгломерата.

В качестве примера можно привести схематический разрез верхнеменилитовой свиты, продолжив описанный уже разрез нижнеменилитовой свиты Оровской скибы по р. Быстрице Надворнянской (гора Пецига). Здесь развита типичная лопаецкая свита в седловине между двумя острыми возвышенностями. Первая возвышенность обусловлена наличием кливских песчаников, а вторая — верхних роговиков. Лопа-

некая свита, как и поляницкая, всегда дает понижения в рельефе. Мощностъ свиты здесь около 250 м.

Верхнеменилитовая, свита представлена (снизу вверх):

1. Пачка черных тонкоплитчатых и тонколистоватых аргиллитов с ярозитом с очень тонкими прослойками (через 15—20 см) светло-серых песчаников — по 2—5 см. Иногда встречаются узкие иероглифы, похожие на волнопробойные знаки; очень много мелких остатков рыб — чешуек и косточек, но бывают и отдельные более полные экземпляры. Все породы некарбонатны около 20 м
2. Кремнистая пачка. Она состоит из весьма тонких (1—3 см) сближенных слоев — плиток кремнистой плотной породы, нередко с тончайшим роговиком (1—2 мм) в основании или в кровле. Изредка встречаются прослойки роговиков белые на поверхности, при разломе — светло-кофейные. В верхней части пачки уже появляются черные глинистые алевролиты, кремнистые, плитчатокусковые; в них видна полосчатость (0,5—1 см) вследствие разной густоты их кофейной окраски. Породы эти вообще не менилитового облика 20 „
3. Нормальная менилитовая толща, хотя в самых низах аргиллиты еще мелкощебенчатые, лишь с прослоями листоватых около 80 „  
 За ней на склоне выступает пласт светлого плитчатого известковистого песчаника мощностью 1 м, с крупными язычковыми иероглифами.
4. Пачка черных сланцев и после них два слоя белых песчаников (35—40 см) с закрученной слоистостью и черными плагулями. Это обычные сахаровидные песчаники менилитовой серии. Они разделены пакетом черных известковистых аргиллитов (1,5 м) 80 „
5. Пачка черных известковистых аргиллитов, затем пачка черных листоватых некарбонатных аргиллитов с ярозитом — настоящих менилитовых, а за ней слой (1 м) голубовато-серых при выветривании, очень сильно известковистых глин поляницкого типа, а рядом слой сидеритового мергеля (20 см). Видны первые признаки перехода к поляницкой свите. За этой пачкой идет мощный пласт (2 м) массивного белого сахаровидного неизвестковистого песчаника около 25 м

В менилитовых сланцах очень часто встречаются остатки рыб в виде чешуек и разрозненных обломков скелета, образующих иногда беспорядочные скопления. Полные или определяемые скелеты рыб являются сравнительной редкостью и обнаруживаются чаще всего в роговиковом горизонте. Вообще из нижнеменилитовой свиты известно гораздо больше определяемых остатков, чем из верхнеменилитовой.

Изучением остатков рыб Восточных Карпат занимались И. Рыхлицкий (I. Rychlicki, 1909) и Б. Бэм (B. Böhm, 1930). В дальнейшем новые сборы определяли, а частью и описали П. Г. Данильченко (1950), П. Г. Данильченко и А. К. Рождественский (1949), А. К. Рождественский (1949) и Л. П. Горбач (1956а, б).

Из нижнеменилитовой свиты известны: *Lepidopus glarisianus* (Blainv.), *Palaeogadus simionescui* Daniltsch., *P. athanasiui* (Paucsa), *Palaeorhynchus* sp., *Amphisyle longospina* (Rozhdestv.), *Vincigueria obscura* Daniltsch., *Clupea longimana* (Heckel), *Palmiphyes brevis* Agass., *Diaphus* (?) aff. *meniliticus* Kalabis, *Holasteus sachel-almæ* (Davis), *Serranus budensis* (Heckel), *Zeus* sp. и др., определяющие нижнеолигоценый возраст нижнеменилитовой свиты. В самых верхах этой свиты у с. Спас в обнажении р. Чечва был обнаружен *Merluccius inferus* Daniltsch., известного из муцидакальского горизонта (среднего олигоцена) Кавказа (Горбач, 1956а).

В нижнем роговиковом горизонте найдены два экземпляра остатков плавающего краба *Portunus oligocenicus* Paucsa (Горбач, 1956б), первоначально описанного из менилитовых сланцев Румынии. В нижнеменилитовой свите были встречены также нуммулиты. Еще в 1938 г. Ф. Беда привел список нуммулитов из трех горизонтов толщи из окрестностей г. Селетина (Северная Буковина) по сборам Г. Свидзинского

(1938). Однако первый горизонт с нуммулитами находится ниже роговиков и представляет собой шешорский горизонт. Второй горизонт располагается примерно в средней части менилитовой серии; это слой конгломерата, состоящий из зерен кварца и обломков метаморфических пород и содержащий, помимо нуммулитов, остатки мшанок и литогамний и обломки раковин моллюсков. Третий горизонт обнаружен в толще, переходной от менилитовой к красненской серии.

По мнению Ф. Беда, нуммулиты второго горизонта свидетельствуют о его верхнеэоценовом возрасте. Однако еще Л. Горвиц (L. Horwitz, 1936) писал о том, что они, очевидно, находятся в переотложенном состоянии.

Г. И. Немков повторил сборы во втором горизонте близ г. Селетина и, наряду с эоценовыми нуммулитами, которые он считает явно переотложенными, обнаружил типичные олигоценовые виды — *Nummulites vascus* Loly et Leym. и *N. intermedius* Argch. (Немков, 1955; Немков и Хлопонин, 1955). Из третьего горизонта слоев песчаника красненского типа (отнесенного Г. И. Немковым к нижней красненской свите) как Ф. Беда, так и по своим сборам Г. И. Немков определили *N. vascus* Loly et Leym.

Г. И. Немков и К. Л. Хлопонин (1955) указывает еще одну находку нуммулитов в менилитовой серии в окрестностях пос. Ясиня (верховья р. Черной Тиссы) — в серых известковистых песчаниках, чередующихся с серыми и темно-серыми аргиллитами. По Я. О. Кульчицкому (1957) эти слои относятся к красненской серии. Здесь были найдены: *Nummulites vascus* Joly et Leym., *N. intermedius* Argch., *N. budensis* Hantk. и *N. pulchellus* Hantk. Последние два вида характерны для верхнего эоцена, но встречаются и в нижнем олигоцене.

Е. В. Мятлюк (1950) приводит из нижнеменилитовой свиты небольшое количество мелких фораминифер, встречающихся и в других горизонтах. Из кливских песчаников разреза по р. Чечве она указывает, помимо явно переотложенных форм: *Bolivina danvillensis* Howe et Wall. (в большом количестве), *Gümbelina* sp., *Siphonina* ex gr. *danvillensis* Howe et Wall., *Turrilina* sp., *Globigerina* ex gr. *dubia* (Egger), *Cibicides pygmeus* (Hantk.) var. *Cibicides* sp., *Nonionella* sp., *Cassidulina globosa* Hantk. Микрофауна, приводимая ею с р. Опор из контакта попельской свиты и роговиков, происходит скорее из шешорского горизонта. Большое количество микрофауны найдено в самых верхах свиты в разрезе по р. Быстрице Надворнянской — в карбонатной пачке чередующихся аргиллитов и песчаников, выше которой начинается уже лопаецкая свита. Все виды встречены в единичных экземплярах, кроме *Bolivina danvillensis* Howe et Wall., иногда буквально переполняющей аргиллиты. Возможно, карбонатная пачка относится не к нижнеменилитовой, а к лопаецкой свите. Е. В. Мятлюк выделила в нижнеменилитовой свите горизонт с *Bolivina danvillensis* Howe et Wall. Последний широко распространен и в лопаецкой свите. Все же окончательное твердое установление этого биостратиграфического горизонта требует дальнейшего подтверждения.

В лопаецкой свите содержится большое количество остатков моллюсков. Это главным образом неопределенные обломки, но имеются и экземпляры достаточно хорошей сохранности. Обширный список моллюсков на основании предварительных определений дал отсюда В. Роговая (1925б, 1926, 1946), пришедший к выводу о нижнеолигоценовом (латторфском) возрасте этой свиты, которую он называл поляницкой. Вместе с тем он сам отмечал, что слои с фауной, собранной в Полянице, Сходнице, Биткове и др., соответствуют лопаецким отложениям А. Гейма и нижней части поляницкой свиты Е. Яблонского и С. Ваг-

нера. Интересно замечание В. Рогая (1926), что в этих слоях встречаются многочисленные фораминиферы, нуммулиты редки. Это вообще единственное упоминание о нуммулитах в настоящей лопянецкой свите. Единичные *Nummulites vascus* Joly et Leut. были найдены близ г. Селетина в переходной толще от менилитовой к кросненской серии, быть может в какой-то степени соответствующих лопянецкой свите.

По мнению Е. В. Мятлюк, микрофауна нижнеменилитовой свиты ближе стоит к верхнеэоценовой; она определяет возраст этой свиты как верхний эоцен — нижний олигоцен (?). По заключению Н. И. Маслаковой, это нижний олигоцен.

Лопянецкую свиту Е. В. Мятлюк (1950) выделена по микрофауне как горизонт с *Cibicides lopjanicus* Mjatl. Наиболее характерными видами здесь являются: *Cibicides lopjanicus* Mjatl., *Elphidium karpaticum* Mjatl., *Bolivina danvillensis* Howe et Wall. var *subtilissima* Mjatl., *B. danvillensis* Howe et Wall. Общими в списках обоих авторов являются: *Cibicides lopjanicus* Mjatl., *Elphidium karpaticum* Mjatl. и *Globigerina danvillensis* Howe et Wall. Н. И. Маслакова приводит еще *Cristellaria cincta* (Orzyb.), *Lagena elegantissima* (Вогнем.), *Gümbelina gracillima* Andrea, *Siphogenerinoides muratovi* sp. nov., *Turrilina meata* sp. nov., *Globigerina postcretacea* Mjatl. и др. Следует отметить, что *Bolivina danvillensis* Howe et Wall. и *Gümbelina gracillima* Andrea, по Н. И. Маслаковой, характеризуют во Внутренних Карпатах ее IV зону — планктонных и бентонных фораминифер (верхний эоцен), соответствующую верхней части ломницкого горизонта.

Лопянецкую свиту Е. В. Мятлюк относит к нижнему олигоцену (?), Н. И. Маслакова тоже к нижнему олигоцену (без «?»).

Из верхнеменилитовой свиты Е. В. Мятлюк указывает несколько экземпляров — *Bolivina ouachitaensis* Howe et Wall. и *Nonion* ex gr. *floriensis* Cole, известных из эоцена штата Луизиана и может быть переотложенных как и *Globigerina* cf. *triloculinoides* Plum. Обнаружены единичные экземпляры еще нескольких видов. Вся эта фауна не позволяет сделать какие-либо предположения о возрасте слоев. Н. И. Маслакова из этой свиты микрофауны не приводит, но считает возраст ее среднеолигоценным. К такому же выводу, но со знаком вопроса, приходит и Е. В. Мятлюк.

Руководствуясь находками ихтиофауны и нуммулитов, а отчасти и предварительными определениями моллюсков из лопянецкой свиты, сделанными В. Рогая, можно вполне определенно отнести всю менилитовую серию к олигоцену. Нижнеменилитовая свита — несомненно нижнеолигоценовая, как, вероятно, и лопянецкая. Условно верхнеменилитовая свита относится к среднему олигоцену.

Поляницкая свита К. Пауль и Е. Титце выделили в 1877 г. добротовские слои, которые они считали входящими местами в состав соленосной формации Предкарпатья (воротыщенской серии). Р. Зубер (1882) рассматривал их как постоянный горизонт, лежащий выше слободских конгломератов. В дальнейшем это название стало применяться в расширенном виде ко всем серым известковистым аргиллитам и слюдястым песчаникам, выступающим как в краевой части Восточных Карпат, так и в их предгорье, между менилитовыми сланцами и миоценовой соленосной формацией.

В 1915 г. Р. Зубер разделил «добротовскую» толщу на «собственно добротовские слои», развитые в Предкарпатья и залегающие над слободским конгломератом, и «поляницкие слои», распространенные только в Карпатах, где они лежат над менилитовыми сланцами. Обе толщи он считал одновозрастными.

Е. Яблонским (1923 г.) было установлено, что поляницкие слои древнее добротовских и выступают в краевой части Карпат как постоянный горизонт, связанный с подстилающими менилитовыми сланцами постепенными переходами. Такой же точке зрения придерживался и Б. Буяльский (1930).

В 1919 г. А. Гейм показал, что местами в краевых Карпатах менилитовая серия разделена на две части свитой, которую он назвал лопянецкой. Е. Яблонский и С. Вейгнер (1925) в дальнейшем различали нижние поляницкие слои и верхние или собственно поляницкие слои, разделенные верхнеменилитовой свитой. Их нижние поляницкие слои соответствуют лопянецкой свите А. Гейма. В настоящее время в нашей литературе принято именно это название. Именно из лопянецкой свиты В. Рогалья определил фауну моллюсков, список которых обычно неправильно фигурирует как поляницкий.

Я. Новак (J. Nowak, 1927) писал, что поляницкая свита петрографически не отличается от кросненской серии, развитой в более южной полосе (Кросненской зоне), и потому не заслуживает выделения под особым названием.

Все же термин поляницкая свита, в силу привычки, как пишет Г. Свидзинский (1947), широко употребляется для обозначения возможно несколько более глинистой фации пород кросненской серии в краевой части Восточных Карпат. Ввиду того, что около с. Поляница (на р. Сукель в 10 км к юго-западу от Болехова) развита не собственно поляницкая, а лопянецкая свита было предложено изменить название поляницкой свиты. И. А. Голубков и Е. В. Мятлюк (1949) ввели новый термин — нагуевичские слои, не получивший распространения, и сами авторы в дальнейшем от него отказались (Мятлюк, 1950; Голубков и Мятлюк, 1951). Геологи экспедиции МГРИ предложили название космачская свита (по с. Космач в Покутских Карпатах), которое, в частности, было принято и на выездной сессии Ученого Совета ВНИГРИ в 1949 г. во Львове. Что касается установления принадлежности слоев у с. Поляницы к лопянецкой свите, приписываемого обычно И. А. Голубкову и Е. В. Мятлюку, то, как отмечал В. Сикора (W. Sikora, 1957), это не является новостью. Еще В. Рогалья писал, приводя список моллюсков поляницкой свите из Поляницы и других мест, что эти отложения соответствуют нижним поляницким слоям Яблонского и Вейгнера или лопянецкой свиты А. Гейма. Фауна, собранная у с. Поляницы, послужила Л. Горвицу (1936) доводом в пользу нижнеолигоценового возраста менилитовой серии.

В настоящее время все уже стоит на своих местах, спорные вопросы выяснены, объем поляницкой свиты как стратиграфического понятия всеми принимается одинаковый, независимо от того, какие слои обнажаются у самого с. Поляница. Под названиями поляницкой и космачской свит понимается совершенно одно и то же. Поэтому нет никакой необходимости только по совершенно формальным причинам заменять старое, всеми известное и широко распространенное во всей литературе по Карпатам название поляницкая свита.

В настоящее время часть геологов еще употребляет новое название — космачская свита, но подавляющее большинство вернулось к старому названию — поляницкая свита, что является более правильным, так как нельзя считать доказанным наличие у с. Космач поляницкой, а не лопянецкой свиты.

Поляницкая свита образована темно-серыми карбонатными аргиллитами, стально-серыми при выветривании, чередующимися с серыми известковистыми песчаниками. Аргиллиты тонкослоистые, иногда переходят в глины. Песчаники сильно слюдистые, светло-серые, с голубова-

тым оттенком, иногда тонкополосчатые вследствие наличия слюдистых плагуль, в верхней части пластов нередко криво и закрученно слоистые. Имеются желтые с поверхности сидеритовые (или анкеритовые) конкреции. Встречаются иногда, но только единичные, не образующие пачек, пласты массивных песчаников. Чаще всего наблюдается среднеритмичное чередование песчаников и глин, а во многих случаях песчаники уходят совершенно на второй план и толща становится существенно глинистой, содержащей лишь подчиненные песчаниковые прослои. Следует отметить, что в полянической свите Внутренней зоны Предкарпатского прогиба обнаружены прослои и даже мощные пласты конгломерата. Сколько-нибудь определенные различные фациальные типы полянической свиты наметить трудно. Можно лишь говорить о более песчанистой разности с большим количеством прослоев песчаников, и о более глинистой разности.

Нижняя граница полянической свиты далеко не всегда может быть точно установлена, так как переход совершается постепенно. В переходной части между менилитовой серией и полянической свитой сначала резко преобладают черные менилитовые сланцы, но уже появляются первые карбонатные прослои как черные, близкие по виду к менилитовым, так и светлеющие при выветривании, более мягкие, полянического типа. Прослои песчаников тоже встречаются двух типов — белые сахаровидные менилитовые и голубовато-серые известковистые слюдистые полянического облика. Постепенно кверху полянических элементов становится все больше, а менилитовые исчезают. Такая переходная часть может иметь и довольно значительную мощность.

Верхняя граница может быть определена по первому появлению особенностей, присущих воротыщенской соленосной серии миоцена. Основные особенности заключаются в наличии признаков соленосности и гипсоносности — кристаллов и прослоев гипса, соленой корки и рассеянных кристаллов соли, наконец соленых источников. Далее глины становятся гораздо более мягкими и более светлыми, голубыми; сразу начинают развиваться в большом количестве оползни. Резко изменяется характер иероглифов — появляются своеобразные знаки стекания струек воды и мозговых формы; исчезают сферосидериты.

Граница не улавливается точно не потому, что обе толщи связаны переходами, но вследствие общей литологической их близости в тех местах, где поляническая свита имеет глинистый характер. В условиях очень плохой обнаженности, которая вполне естественна в полосе развития мягких глин, когда значительные промежутки оказываются закрытыми или можно наблюдать лишь отдельные высыпки или заплывшие небольшие выходы, часто бывает очень трудно решить, с какой свитой имеешь дело. Самый верный признак — это появление соли и гипса. В разрезах на поверхности мы нигде не знаем непосредственного перехода полянической свиты в вышележащую воротыщенскую серию. Всюду они разделены тектоническим контактом. Мощность полянической свиты достигает 900 м, но обычно бывает меньше (400—500 м).

В полянической свите моллюсков найдено не было. Список, который дал В. Роголя, как уже говорилось, относится не к полянической, а к полянецкой (среднеменилитовой) свите.

Е. В. Мятлюк (1950) выделяет по микрофауне горизонт мелких *Gümbelina* и *Globigerina*, соответствующий всей полянической свите. Наибольшее количество фораминифер установлено в нижней части толщ. Вверх по разрезу фауна постепенно обедняется, но все в большем количестве появляются переотложенные верхнемеловые и эоценовые формы. Все раковины фораминифер полянической свиты чрезвычайно мелкие и

тонкостенные. По Е. В. Мятлюк, этой толще присущи следующие формы: *Bolivina fastigia* Cushman., *B. spathulata* (Will.), *Gümbelina gracillima* (Andrea), *Globigerina* ex gr. *danuillensis* Howe et Wall., *G. postcretacea* sp. nov., *Globigerinella naguewichiensis* sp. nov., *Cibicides* aff. *lobatulus* (Walker et Jacob.).

Такой же комплекс фауны приводит Н. И. Маслакова. Следует заметить, что в ее сводной таблице распределения микрофауны по разрезу из полянической (космачской) свиты указывается в большом количестве *Cibicides lopjanicus* Mjatl., т. е. вид, который считается типичным для лопянецкой свиты. Другой характерный для лопянецкой свиты вид — *Elphidium karpaticum* Mjatl., также (хотя и не часто) встречается в полянической свите (Маслакова, 1955).

Е. В. Мятлюк относит поляническую свиту к среднему (?) — верхнему олигоцену, а Н. И. Маслакова — к верхнему олигоцену — низам нижнего миоцена.

Большой и сильно отличающийся от предыдущих список микрофауны приведен в статье Н. Н. Субботиной, В. В. Глушко и Л. С. Пишвановой (1955): *Gümbelina gracillima* (Andrea), *G. bolivinaesimilis* Ivan., *G. pseudostrata* Ivan., *Caucasina tenebricosa* Pischv., *Uvigerina hibridica* Subb., *Bolivina subdilata* Pischv., *B. aenariensisiformis* Mjatl., *B. angusta* Pischv., *Eponides octocameratus* Subb., *Baggattella divulgata* Subb., *B. altiuscula* Subb., *B. latiaperta* Subb., *Globalterhina globolocula* Ivan., *Globigerina brevispira* Subb., *G. pseudoedita* Subb., *Globigerinella evoluta* Subb., *G. praemicra* Subb., *Acarinina denseconvexa* Subb., *Cibicides borislavensis* Aisenst, *Cibicides sigmoidalis* Subb. Почти все виды являются новыми. Авторы статьи приходят к выводу, что поляническая (космачская) свита и нижневоротыщенская свита по характеру микрофауны представляют единую микрофаунистическую зону, названную ими зоной с мелкими пелагическими фораминиферами. Обе толщи они относят к верхнему олигоцену и считают, что эти толщи принадлежат единому циклу осадконакопления. Основная фаза складчатости в Карпатах происходила, по их мнению, после нижневоротыщенского времени.

С этими положениями согласиться нельзя, так как отложения полянической свиты принадлежат еще к геосинклинальной формации Карпат, а нижневоротыщенской — к молассовой серии Предкарпатского краевого прогиба. Что касается возраста полянической свиты, то, скорее всего, его нужно считать верхнеолигоценовым.

### Кросненская серия

В южных скибах и в Кросненской зоне широко распространена мощная толща серых известковистых песчаников и аргиллитов. Эта толща, первоначально относившаяся к эоцену и именовавшаяся «западно-галицийскими» верхнеиероглифовыми слоями (Г. Свидзинский, 1947), была названа Е. Титце (1886) кросненскими слоями. Им было показано, что кросненские слои моложе менилитовых.

Е. Яблонский (1923) высказал мнение, что кросненские отложения занимают такое же стратиграфическое положение, как и полянические. Я. Новак (1927) писал о том, что с точки зрения фациальной, полянические слои не отличаются особенно от кросненских; может быть местами они только несколько более глинистые. Г. Свидзинский (1947) считает синонимами кросненских слоев как полянические, так и жданицкие, развитые в Чехословацких Карпатах.

Ряд польских геологов, работавших в «Центральной Карпатской депрессии» (Кросненской зоне), предлагали различные подразделения

кросненской серии и по поводу этих подразделений велась довольно оживленная дискуссия. Одни авторы принимали трехчленное деление серии на нижне-, средне- и верхнекросненскую свиты, другие же придерживались двучленного деления. Кроме того, между менилитовой и кросненской сериями иногда выделялись еще переходные слои. Сопоставление подразделений различных исследователей до 1936 г. было сделано Ю. М. Пушаровским (1948а).

До последнего времени было широко распространено мнение о стратиграфическом соответствии кросненских отложений поляницким. Однако Р. Зубер еще в 1918 г. указывал, что в Кросненско-Шипотском регионе (Кросненской зоне) значительная часть толщи менилитовых сланцев замещается породами кросненской серии. В специальной статье Г. Свидзинский (1936) показал как меняется мощность менилитовых сланцев, уменьшаясь иногда до 20 м, и как далеко по разрезу происходит взаимопроникновение элементов менилитовой и кросненской серий. Он также отметил, что на юго-запад в Скибовой зоне песчаники кросненского типа все больше и больше проникают в менилитовую серию. Верхняя граница этой серии не остается постоянной вследствие частичного замещения кросненской фацией. Некоторые исследователи также писали о замещении части менилитовой серии кросненской серией. Поляницкая свита сопоставлялась ими только с верхнекросненской свитой (Маслакова и Муратов, 1951; Пушаровский, 1951; Маслакова, 1955; Немков, 1955). В настоящее время такое замещение признается большинством геологов.

Подразделение кросненской серии еще не разработано. Первоначально принятое деление на три свиты, отчетливо установленное в верхней части бассейна Днестра, оказалось неприложимым для ряда других районов. Общий характер разреза кросненской серии не остается постоянным. Хотя слагающие ее элементы всегда однотипны, но комбинации их сильно меняются.

Основными породами, слагающими кросненскую серию, являются светлые голубовато-серые слюдистые известковистые аргиллиты, при выветривании светлеющие и приобретающие стально-серую окраску. Песчаники средне- или мелкозернистые, только в основании слоя иногда грубозернистые или переходящие в мелкие гравелиты. Обычно они плотные, в верхней части слоя сначала правильно расслаивающиеся, а затем криво- и даже закрученно-слоистые вследствие сингенетических деформаций. В результате этого верхняя поверхность песчаников в большинстве случаев оказывается неровной, волнистой. При выветривании эта расслаивающаяся часть пласта распадается на концентрические скорлупы, чем и вызвано имеющееся в литературе название скорлуповатые песчаники. Наблюдаемая нередко тонкая полосчатость вызвана наличием плагуль — скоплений листочков слюды. Нижняя поверхность песчаников ровная, нередко с большим количеством иероглифов, главным образом механогенных, хотя встречаются и биогенные (широкие ходы червей до 1—1,5 см в поперечнике, а на тонких прослоях и мелкие валики). Механоглифы бывают очень крупных размеров и тогда нижняя поверхность слоя тоже становится неровной, но, в отличие от верхней, не расслаивающейся; они главным образом имеют характер знаков течения, подводного оплывания осадка и знаков волочения. В единичных случаях в верхней части слоя встречались волноприбойные знаки, отнюдь не характерные для флишевой формации.

Аргиллиты темно-серые, тонкослоистые, как и песчаники сильно известковистые. При выветривании они светлеют и становятся стально-серыми, причем иногда наблюдается неразличимая в свежем состоянии

тонкая полосчатость вследствие появления различных оттенков и густоты серого цвета.

Выше менилитовой серии, которая в южных скибах и в Кросненской зоне не расчленяется на отдельные свиты, залегает так называемая переходная толща. Эта толща включает элементы как менилитовой, так и кросненской серий. Далее начинается собственно кросненская серия, подразделяющаяся на три свиты: 1) нижнекросненская свита (или нижнее кросно) — толща массивных и толстослоистых песчаников с пачками ритмично чередующихся песчаников и аргиллитов (песчаниковая); среднекросненская свита (или среднее кросно) — толща средне- и тонкоритмично чередующихся песчаников и аргиллитов (песчано-глинистая) и 3) верхнекросненская свита (или верхнее кросно) — толща аргиллитов и глин с тонкими прослойками песчаников (глинистая).

Нужно сказать, что подобный разрез хорошо выдерживается в верхней части бассейна Днестра. Однако все же в большинстве случаев общая закономерность уменьшения роли песчаников вверх по разрезу — сохраняется.

Некоторые исследователи придерживаются двучленного деления кросненской серии на нижнюю и верхнюю кросненские свиты (Пушаровский, 1948а; Маслакова и Муратов, 1951; Маслакова, 1955; Немков, 1955). Под верхней свитой понимаются средняя и верхняя свиты трехчленного деления.

Приведем несколько более подробное описание отдельных свит.

Менилитовая серия сменяется переходной толщей. Нижняя ее граница проводится по появлению прослоев серых известковистых аргиллитов и голубовато-серых известковистых слюдистых песчаников кросненского типа. Таких прослоев кверху становится все больше и больше, затем наблюдается чередование черных аргиллитов менилитового типа с серыми кросненскими аргиллитами и песчаниками, а в верхней части переходной толщи эти последние преобладают. Вся толща тонко- или среднеритмичная, хотя кверху появляются и более мощные пласты кросненских песчаников. Остается неясным, к какой серии причислять эту переходную толщу — к менилитовой или кросненской. Чаще ее включают в состав менилитовой серии, хотя может быть правильнее проводить границу между обеими фациями внутри переходной толщи — там, где начинается преобладание пород кросненского типа.

Нижнекросненская свита. Основная особенность этой свиты — наличие мощных пачек массивных и толстослоистых песчаников. Отдельные пласты разделены тонкими прослоями серых аргиллитов. Песчаники обладают различной плотностью и иногда бывают даже рыхлыми. В ряде разрезов верхняя пачка массивных и толстослоистых песчаников выделяется своей большой плотностью и обозначается даже как горизонт звонких песчаников. На сглаженном рельефе эти песчаники образуют выступающие гряды. Между пачками массивных песчаников находятся достаточно мощные пачки среднеритмично чередующихся плитчатых песчаников (30—60 см) и серых известковистых аргиллитов (10—20 см, иногда до 1 м). По своему характеру такие пачки не отличаются от среднекросненской свиты.

Отметим наличие на плоскостях наслоения песчаников растительного детрита. Встречаются включения плоских галек кросненских аргиллитов до 10 см диаметром. Кроме того, внутри менее плотных песчаников указываются караваеобразные включения крепких известковистых песчаников. Наконец, имеются редкие округлые конкреции серого кремневого мергеля. Мощность нижнего кросно достигает 1000 м, а в некоторых случаях указывается до 1500 м.

Среднекросненская свита характеризуется чередованием песчаников и аргиллитов. Песчаники голубовато-серые, известковистые, сильно слюdistые, с желтыми или бурыми пятнами при выветривании. Аргиллиты известковистые, тонкослюdistые, темно-серые, стально-серые при выветривании. По внешнему виду эта свита напоминает некоторые разности меловой стрыйской свиты, с которой ее иногда и смешивали. В типичных разрезах среднекросненская свита может быть подразделена на две части по характеру ритмичности границей, проводимой лишь условно.

В нижней части (подсвите) чередование песчаников и аргиллитов среднеритмичное, конечно с отдельными тонкоритмичными пакетами. Мощность слоев песчаников преобладает 10—60 см. Присутствуют и отдельные толстые пласты песчаников.

Верхняя часть (подсвита) отличается тонкоритмичным чередованием песчаников и аргиллитов (2—10 см). Появляются и среднеритмичные пакеты, но они имеют весьма подчиненное значение.

Мощность свиты — несколько сотен метров.

Верхнекросненская свита образована темно-серыми, а при выветривании стально-серыми известковистыми аргиллитами и глинами с редкими тонкими прослойками голубовато-серых песчаников и алевролитов. Я. Гемпель (J. Hempel, 1930) указывал в верхах кросненской серии наличие серых соленосных глин. Свита имеет весьма ограниченное распространение и развита только в самой северо-западной части Кросненской зоны. Мощность ее указывается до 600 м.

Как уже упоминалось, описанный характер кросненской серии далеко не всегда выдерживается и в ряде случаев ее бывает затруднительно подразделить на свиты.

Особенно большие отличия наблюдаются в водораздельной части Карпат и на южном их склоне.

Так, например, в Дуклянской зоне в верхней части течения р. Уж, у моста через шоссе немного южнее с. Луг обнажается толща чередующихся черных менилитовых сланцев и серых известковистых аргиллитов кросненского типа; здесь имеются прослои песчаников, отдельные прослои сидеритовых мергелей и несколько роговиковых прослоев, обогащенных марказитом. Эту толщу по характеру слагающих ее пород можно было бы считать переходной.

Выше идет пачка (10 м) массивных и толстослоистых песчаников кросненского типа. Она покрывается мощной толщей типичных кросненских пород с тонкоритмичным чередованием голубовато-серых песчаников и серых известковистых аргиллитов. По внешнему виду она ближе всего стоит к верхней тонкоритмичной части среднекросненской свиты бассейна Днестра. Однако, несомненно, эта толща занимает более низкое положение и, залегая над переходной толщей, может быть названа, вместе с 10-метровой пачкой массивных песчаников, нижнекросненской свитой. Однако соответствует ли она стратиграфически нижнему кросно бассейна Днестра, сказать трудно. Вполне вероятно, что здесь и переходная толща, и эти тонкоритмичные слои нижнего кросно опускаются ниже по разрезу, замещая большую, чем на Днестре, часть менилитовой серии.

В верховьях р. Латорицы, тоже на южном склоне Карпат, в окрестностях с. Нижние Ворота, развита мощная толща тонкоритмично чередующихся известковистых серых и черных аргиллитов и мелкозернистых голубовато-серых известковистых песчаников с большим количеством прослоев черных некарбонатных менилитоподобных аргиллитов. В ней разными исследователями была найдена фауна олигоценых моллюсков. Это переходная толща между менилитовой и кроснен-

ской сериями в Дуклянской зоне. По-видимому, та же толща обнажается и в верховьях р. Уж у с. Ужок, где тоже были найдены аналогичные моллюски.

Приведем еще разрез кросненской серии, описанной Я. О. Кульчицким (1957) в окрестностях пос. Ясиня в верховьях р. Черной Тиссы.

По ручью Довжине выше довжинской свиты (ломницкого горизонта) лежит нижнероговиковый горизонт (основание нижнеменилитовой свиты) — пачка черных силицилитов, тонкопереслаивающихся с менилитовыми сланцами (6 м). Выше находится необычная для менилитовой серии пачка (12—14 м) стально-серых мелкослюдистых известковистых алевролитов, тонкочередующихся с черными плитчатыми мергелями и мергелеподобными аргиллитами. Затем идут типичные менилитовые аргиллиты, переслаивающиеся с темно-серыми известковистыми песчаниками (25—30 см). Только в верхней части свиты появляются единичные прослои слюдистых известковистых песчаников, напоминающих кросненские. Общая мощность менилитовой серии до 90 м. Постепенным переходом она связана с мощной кросненской серией, разделяющейся на три части.

Нижняя часть (300 м) состоит из средне- и реже толстослоистых песчаников, чередующихся с пакетами (5—15 м) тонкоритмичных алевролитов и аргиллитов, серых, известковистых. Изредка встречаются тонкие (7—10 см) прослои темных известковистых аргиллитов с налетами ярозита. Имеются единичные прослои (14—25 см) доломитовых мергелей. Кверху количество средне- и толстослоистых песчаников уменьшается. В средней части этой пачки найдены: *Nummulites intermedius* Ar ch., *N. vascus* Joly et Leym., *N. pulchellus* de la Harpe, *N. budensis* Hantken; первые две формы типичны для нижнего олигоцена.

Средняя часть кросненской серии (100—200 м) сложена переслаивающимися песчаниками (0,4—1,2 м), темно-серыми аргиллитами (10—30 см) и, реже, темными (типа менилитовых) аргиллитами, а также в подчиненном количестве известковистыми плейчатými алевролитами.

Верхняя часть серии (вскрытая мощность 300 м) образована тонкочередующимися голубовато-серыми плейчатými алевролитами с мелкими биоглифами и темными известковистыми аргиллитами.

Кросненские отложения верховий Черной Тиссы очень сильно отличаются от классических разрезов верховий Днестра.

Как уже не раз отмечалось, в южных скибах и в Кросненской зоне невозможно подразделить менилитовую серию на те три свиты, которые мы видели в северных скибах. Здесь развита только толща менилитовых аргиллитов, мощность которой уменьшается с севера на юг и в крайних южных полосах Кросненской зоны становится совершенно ничтожной. Трудно допустить, что здесь она охватывает всю менилитовую серию с ее тремя свитами. Вероятно, здесь значительная часть менилитовой серии, во всяком случае лопянецкая и верхнеменилитовая свиты, а местами частично и нижнеменилитовая свита замещаются переходной толщей и кросненской фацией. Провести точную параллелизацию, конечно, невозможно, тем более, что это замещение происходит в разной степени в различных полосах и кросненская фация начинается то выше, то ниже, опускаясь иногда почти до основания менилитовой серии (например, в Довжинской антиклинали около пос. Ясиня).

В настоящее время появляется некоторая возможность установления верхней стратиграфической границы нижнеменилитовой свиты даже в случае развития иных фаций.

В. А. Шакин (1958) установил наличие характерного маркирующего горизонта полосчатых известняков, залегающего в северных скибах в верхах нижнеменилитовой свиты. Этот горизонт представляет собой пачку тонких слоев светло-серых или желтоватых известняков, в различной степени окремненных. Для них характерна полосчатая текстура, обусловленная наличием тончайших темных плагуль глинистого вещества или сильно обогащенных пиритом. Слои известняков то образуют сплошные пачки 0,4—2 м, то, переслаиваясь с известковистыми аргиллитами, составляют пачки большой мощности — до 5 м, а в отдельных случаях до 20 м.

Положение горизонта полосчатых известняков в разрезе неодинаково. В Береговой и Оровской скибах и во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба этот горизонт залегают в верхах нижнеменилитовой свиты. В южных скибах он находится уже в переходной толще, причем чем дальше на юг, тем выше он поднимается по разрезу. В Кросненской зоне полосчатые известняки находятся даже внутри кросненской серии.

По мнению В. А. Шакина, все это один и тот же горизонт, который остается постоянным, как бы не изменялись здесь фации и какое бы замещение менилитовых слоев не происходило. Выделяя полосчатые известняки, как определенный стратиграфический горизонт, В. А. Шакин (Шакин и Глушко, 1957) предлагает по ним проводить границу нижнеменилитовой свиты независимо от того, какая фация развита ниже известняков — менилитовые сланцы, переходные слои или породы кросненской серии. Он считает, что лопянецкой и нижней части верхнеменилитовой свиты соответствует то большая, то меньшая часть переходных слоев и нижнекросненской свиты. Верхней части верхнеменилитовой свиты и поляницкой свите соответствуют средняя и верхнекросненские свиты.

Признавая большое стратиграфическое значение полосчатых известняков (хотя еще и не окончательно определившееся), следует все же менилитовой серией называть только ту часть разреза, которая выражена в менилитовой фации. За кросненской фацией нужно оставить название кросненской серии, независимо от того, опускается она ниже полосчатых известняков или нет. Однако положение этих известняков в разрезе необходимо стараться фиксировать как можно точнее.

С. И. Шевырев (1956а) в отличие от В. А. Шакина показывает в сводном разрезе два горизонта полосчатых известняков — один внутри менилитовой серии, другой — на границе переходной и нижнекросненской свит. Он считает, что переходная свита соответствует лопянецкой и верхнеменилитовой.

Нужно сказать, что в Польских Карпатах аналогичные, очевидно, известняки были выделены В. Улигом (1883) под названием ясельских (от с. Ясло). Г. Свидзинский (1947) писал, что там они считаются приуроченными к верхней части среднекросненской свиты, судя по глубоким скважинам около Ясло, примерно в 1000 м над менилитовыми сланцами. Этот автор первый подчеркнул большое стратиграфическое значение ясельского горизонта.

В 1957 г. появилась статья С. Юхи (St. Jucha, 1957), посвященная ясельскому горизонту. Им приводятся несовпадающие мнения различных авторов по поводу положения в разрезе описываемого горизонта. Суммируя все данные, основанные главным образом на личных специальных наблюдениях, С. Юха приходит к выводу, что существуют три горизонта ясельских сланцев (собственно пачка сланцев с прослойками полосчатых известняков): 1) горизонт А — установленный только в одном месте — в Верхней Липнице, находится в среднекросненской

свите; 2) горизонт В, или собственно ясельские сланцы, известен в целом ряде мест от Бобовой (в Верхней Липнице) до Санока и приурочен также к среднекросненской свите и 3) горизонт С обнаружен в трех пунктах, в том числе на северном крыле синклинали Бобовой, т. е. там же, где развиты и два нижние горизонта. Он располагается на границе средне- и верхнекросненской свит.

С. Юха отмечает также наличие совершенно подобных ясельским, но несколько более темных слоев в пределах менилитовой серии.

Положение основного ясельского горизонта над менилитовой серией становится все более высоким по мере движения на юг. Так, в синклинали Бжозова он находится в 500 м над менилитовыми сланцами, а в складке Потока в Бзянце — в 1000 м. Здесь можно представить более глубокое проникновение кросненской фации вниз по разрезу в менилитовую серию.

В настоящее время можно считать установленным, что в Восточных Карпатах горизонт полосчатых известняков имеется в верхах нижнеменилитовой свиты в северных скибах, а в южных скибах и в Кросненской зоне — в переходной толще (на различных уровнях) и в нижнекросненской свите. В Польше основной горизонт полосчатых ясельских известняков устанавливается внутри среднекросненской свиты. Являются ли все эти известняки одним и тем же стратиграфическим горизонтом, сейчас вполне уверенно сказать еще трудно, однако это вполне возможно. Во всяком случае это единственный горизонт по всей огромной по мощности надменилитовой части разреза, по которому можно производить какие-либо сопоставления разрезов с их столь сильно скользящими фациями. Горизонт ясельских полосчатых известняков заслуживает самого тщательного изучения.

Н. И. Маслакова (1955) приводит список фораминифер из нижнекросненской свиты. Один вид — *Cibicides pseudoungerianus* C u s h. встречен только в этой свите; остальные частью распространены и ниже по разрезу, частью, возможно, являются переотложенными.

Из верхнекросненской свиты Н. И. Маслакова указывает в качестве преобладающих в количественном отношении — *Cassidulina chipolensis* C u s h m. et P o n t., *Globigerina danvillensis* H o w e et W a l l., широко распространенные в Восточных Карпатах в верхнем эоцене (IV и V зоны Н. И. Маслаковой) и в лопянецкой свите. Кроме того, имеются *Globigerina* ex gr. *triloba* R e u s s e, *Gyroidina* sp. и *Cibicides* sp. Нижнекросненскую свиту Н. И. Маслакова параллелизует с верхнеменилитовой и относит к среднему олигоцену. Средняя и верхняя кросненские свиты (верхняя свита по принятому ею делению) причислены к верхнему олигоцену и по присутствию миоценовой *Cassidulina chipolensis* C u s h m. et P o n t. и наличию в верхах загипсованных глин — частично к нижнему миоцену.

В окрестностях Селетина в Северной Буковине еще Г. Свидзинским (1938) был найден в нижнекросненских песчаниках один экземпляр нуммулита, определенного Ф. Бедой (1938) как *N. vascus* J o l y et L e u m. Здесь же несколько экземпляров этого олигоценового вида было обнаружено и Г. И. Немковым (1955). Однако пос. Ясиня в Закарпатье Я. О. Кульчицким (1957) и К. Л. Хлопониным собрана в нижней части кросненской серии небольшая коллекция нуммулитов, в которой оказались *Nummulites intermedius* A r c h., *N. vascus* J o l y et L e u m., *N. pulchellus* de la H a r p e и *N. budensis* H a n t k. Первые две формы характерны для олигоцена, третья встречается в верхнем эоцене и нижнем олигоцене, а последняя является верхнеэоценовой. В статье Г. И. Немкова и К. Л. Хлопонины (1955) толща, содержащая горизонт с нуммулитами, причислена к нижнеменилитовой свите. Толща эта, без-

условно, является кросненской, но стратиграфически может отвечать частично и нижнемелитовой (как может быть и в Селетине), так как в этой полосе кросненская фауна опускается очень глубоко вниз по разрезу.

Сейчас можно говорить уже вполне определенно о стратиграфической приуроченности моллюсков, известных в Кросненской зоне в двух местах — в верховьях р. Латорицы (с. Нижние Ворота) и в верховьях р. Уж (с. Ужок). Эта фауна находится в переходной толще, ниже ясельских известняков, т. е. в толще, соответствующей нижнемелитовой свите Скибовой зоны.

Около с. Нижние Ворота (на склоне горы Поницка) фауна была обнаружена впервые К. Паулем и Е. Титце (1879). К. Войцик (K. Wojcik, 1906) по определениям М. Вацка (M. Vacek, 1881) и своим приводит отсюда: *Ostrea prona* Wood., *Cardita laurae* Brongn., *C. latesulcata* Nyst, *Cardium anomale* Math., *C. fallax* Mich., *Cyrena semistriata* Desh., *Cytherea villanovae* Desh., *C. incrassata* Sow., *C. brevis* Fuchs., *Tellina* sp., *Pholadomya* cf. *puschi* Goldf., *Dentalium exiguum* Koen., *Turritella granulosa* Desh., *T. carinifera* Desh., *T. sulcifera* Desh., *Potamides elegans* Desh., *Aporrhais tridactylus* Braun.

По сообщению Ф. П. Темнюка в окрестностях с. Нижние Ворота была собрана следующая фауна: *Cardita lukovichi* Ruch., *Meretrix incrassata* Sow., *Cytherea porrecta* Кoen., *Tellina diciptens* Кoen., *Lucina batalpaschinica* Кор., *L. rectangulata* Hof., *Cyprina* sp., *Pholadomya* sp., *Turritella* cf. *sulcifera* Desh. (определения М. И. Буровой).

Из окрестностей с. Ужок Д. Андрусов (19386) определил по своим сборам — *Ostrea cyathula* Lam., *Cardium* sp., *Cyrena semistriata* Desh., *Pitaria subarata* Sandb., *Turritella* cf. *incisa* Brongn., *Potamides (Tympantotomus) margaritaceus* Grosschi. Возраст слоев он считает приабон-олигоценовым.

В этом же районе в с. Ужок в 1945 г. О. С. Вяловым тоже была собрана фауна в русле р. Уж в 100 м выше устья р. Хусна. Здесь обнажаются черные сланцеватые глины с прослоями плотных сидеритовых мергелей. На поверхности последних видны остатки ребристых устриц; сидеритовые мергели содержат большое количество пелеципод и гастропод, а в глинах много весьма разнообразных гастропод. Просмотревший эти сборы В. Рогалья определил гастропод как *Cerithium vivarii* Orrenh. mut. *alpina* Tougn-Voussac. (вид приводимый им также из обнажения у с. Буковец). И. А. Коробков те же экземпляры гастропод определил как *Diastoma grateloupi* Orb. — вид распространенный в самых верхах эоцена и в самых низах олигоцена. Остальная фауна осталась неопределенной.

На левом берегу р. Уж напротив церкви в с. Ужок Ф. П. Темнюком была собрана фауна моллюсков: *Cardita luskovichi* Ruch., *Meretrix (Cordiopsis) incrassata* Sow., *M. tennis* Alex., *Cardium cingulatum* Goldf., *Nucula* cf. *rugulosa* Кoen., *Pholadomya* sp., *Cyprina* sp., *Corbula* sp., *Nucula* sp., *Crassatella* sp., *Potamides* cf. *cordieri* Desh., *P. (Pirenella)* sp. ex gr. *plicatus* Brug., *Cerithium* sp., *Turritella* sp. (определение М. И. Буровой).

Как видно, в списках фауны из обоих местонахождений имеется ряд общих видов (подтверждающих нижнеолигоценый возраст).

Следует отметить, что за пределами территории СССР, но недалеко от с. Ужок, на склоне горы Кончик Буковский около с. Ришкании, также были найдены моллюски. М. Вацком (1881) отсюда описаны: *Eburna coronis* Brongn., *Melania striatissima* Zitt., *Natica crassatina* Lam., *Cardium fallax* Mich., *Cytherea incrassata* Sow., *C.* cf. *soror*

Desh., *Cyrena semistriata* Desh., *Panopea* cf. *angusta* Nyst. Из этой же местности К. Войцик (1906) указывает: *Gryphaea queteleti* Nyst, *Ostrea prona* Wood., *Cardium anomale* Math., *C.* cf. *polyptyctum* Bay., *C.* cf. *depressum* Koen., *C. fallax* Mich., *Cyrena semistriata* Desh., *Cytherea incrassata* Lam., *C. villanovae* Desh., *C.* cf. *splendida* Mer., *Panopaea* cf. *angusta* Nyst, *Dentalium exiguum* Koen., *Turritella sulcifera* Desh. Большинство форм подтверждает нижнеолигоценый возраст. Кроме того, К. Войцик приводит — *Nummulites fichteli* Mich., *N. vascus* Joly et Leum., *N. boucheri* de la Harpe, *N. budensis* Hantk. и ряд орбитоидов.

Кросненская серия в целом может быть отнесена к олигоцену. Где следует проводить границу между нижним и средним олигоценом, а также между средним и верхним, пока не ясно. Это усложняется еще и тем, что литологические границы тех свит, на которые подразделяется кросненская серия, в стратиграфическом отношении являются скользкими. В различных полосах развития кросненской серии отдельные свиты занимают неодинаковое положение в разрезе и малосопоставимы.

Кросненская серия принадлежит еще геосинклинальной флишевой формации. Только после ее отложения на границе олигоцен и миоцена началось воздымание Карпат и формирование миоценового Предкарпатского прогиба. По возрасту миоценовые молассы прогиба даже самая их нижняя часть не могут соответствовать верхам флишевой кросненской серии.

#### ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАКАРПАТЬЯ

Отложения палеогена, состоящие из мощных свит терригенного флиша палеоценового, эоценового и олигоценового возраста, очень широко развиты в пределах Закарпатья, однако стратиграфия их в досоветский период совершенно не была разработана, о возрасте и строении этих отложений было очень мало сведений.

Иностранные ученые (венгры, чехи и др.) не имели возможности проводить систематические исследования геологического строения этой области и ограничивались случайными, эпизодическими посещениями, строя свои схемы на данных, полученных по небольшим, разрозненным участкам, для каждого из которых составлялась своя схема, не увязывающаяся со схемами соседних, геологически тождественных районов. Возрастные определения базировались главным образом на сопоставлении отложений по внешнему сходству с аналогичными отложениями Румынии, Венгрии, Польши и Чехословакии, более детально изученными. Микрофаунистические исследования в то время только начинали внедряться в практику проведения геологических работ и еще не давали нужного эффекта, в результате чего в пределах описываемой площади палеоценовых отложений не выделялось вообще, разновозрастные толщи массивных песчаников объединялись вместе, породы эоценового и олигоценового возраста некоторыми геологами принимались за меловые.

Только с 1945 г., с момента, когда Закарпатье вошло в состав СССР, здесь широким фронтом развернулись всесторонние геологические исследования всей территории.

Большую роль в познании стратиграфии и тектоники Украинских Карпат и, в частности, Закарпатья сыграли геологические исследования, проведенные в период 1946—1949 гг. Карпатской экспедицией Московского геологоразведочного института и Укргеолуправления под руководством А. А. Богданова.

В течение трех лет (с 1947 по 1949 г.) детальным изучением разрезов флишевых отложений описываемой площади занимался И. Г. Бара-

нов (ВНИГРИ). Им были составлены литолого-геологические карты по бассейнам Ужа и Латорицы.

В 1946 г. геологические исследования в пределах Закарпатья проводили геологи Е. К. Боборыкин, Н. Ф. Соловьев, В. В. Батурын.

Палеогеновые отложения северных и центральных частей Закарпатья изучались И. Д. Гофштейном (1948 г.), западной части — Ю. М. Пушаровским (1947—1948 гг.), Раховского массива — А. А. Максимовым и Г. Н. Немковым (1946—1948 гг.).

В 1950 г. была опубликована схема стратиграфии палеогеновых отложений Восточных Карпат, составленная М. В. Муратовым и Н. И. Маслаковой. Согласно этой схеме, палеоген Закарпатья расчленялся следующим образом (снизу вверх):

- 1) лютская свита (палеоцен);
- 2) карпатская свита (эоцен);
- 3) менилитовая свита (нижний и средний олигоцен);
- 4) рунская свита (верхний олигоцен).

Эти подразделения существуют и по настоящее время с той лишь разницей, что отложения эоцена уже не являются единым целым и не именуется карпатской свитой, а расчленяются на несколько свит, пока еще не всюду четко картирующихся. Кроме того, некоторыми геологами не признается выделение рунской свиты.

В связи с широким развитием в Закарпатье геологопоисковых работ на отдельных площадях с 1952 г. проводится крупномасштабная отраслевая геологическая съемка. Исполнителями этих работ являлись В. И. Чулочников, С. В. Расточинский, Н. С. Расточинская, А. Л. Крибин, С. И. Шевырев, Р. Т. Трушкевич, В. А. Шакин, Ф. П. Темнюк, А. Г. Жураковский, С. И. Кантолинский и др.

Результаты тематических работ по изучению палеогеновых отложений южного склона Украинских Карпат изложены в работах В. Г. Корнеевой (1955), Я. О. Кульчицкого (1957, 1959а), Н. И. Маслаковой (1955, 1957), Н. И. Маслаковой, В. И. Славина, С. Л. Афанасьева (1959), Г. И. Немкова (1955), Л. П. Горбач (1956а, б), Б. Т. Голева (1957а, б), Ф. П. Темнюка (1958, 1959а, б), Н. В. Дабагян (1959), К. Л. Хлопонина (1959), В. А. Шакина (1959а) и др. Характеристике палеогенового вулканизма Восточных Карпат посвящена работа Б. В. Мерлича и С. М. Спитковской (1957). В перечисленных работах освещается широкий круг вопросов, касающихся палеогена Закарпатья.

Результаты исследований палеогеновых отложений отдельных районов Закарпатья и всей площади в целом показывают сложность геологического строения указанного комплекса отложений, фациальную изменчивость свит как по мощности, так и по простиранию. Стало очевидным, что стратиграфию палеогеновых отложений уже нельзя уложить в рамки существующих стратиграфических схем: появились новые свиты, новые взгляды о возрасте ранее выделенных свит, новые суждения о границах между отдельными толщами.

В работах последних лет затрагиваются упомянутые выше вопросы, делаются попытки к составлению новых стратиграфических схем.

Если для северного склона Карпат в основном решены вопросы о границе мела и палеогена (Вялов, Дабагян, Я. О. Кульчицкий, 1960), о границе эоцена и олигоцена (Максимов, 1960а), о нижней границе олигоцена (Грузман и др., 1962, 1963) и составлена схема стратиграфии палеогеновых отложений, которая в общих чертах не вызывает возражений (Вялов, 1955а; Вялов, Дабагян, Кульчицкий, Темнюк, Шакин, 1962), то в Закарпатье указанные вопросы еще ожидают своего решения.

Поэтому нет еще и такой схемы стратиграфии, которая бы хоть в какой-то мере удовлетворяла всех исследователей палеогена Закарпатья. Еще не решен вопрос о границе мела и палеогена, а в настоящее время он еще больше усложнился в связи с обнаружением в пуховской свите (верхний мел) палеогеновых фораминифер (устное сообщение С. С. Круглова), а в лютской свите (палеоцен) — верхнемелового комплекса микрофауны (сообщение С. Л. Афанасьева).

Разновозрастные толщи массивных песчаников одними авторами относятся к лютской свите (палеоцен), другими считаются эоценовыми. Расчленение эоцена на манявскую, выгодскую и быстрицкую свиты, в какой-то степени выдерживающееся в северной части Закарпатья, в центральных и южных частях не находит применения — здесь эти свиты не выделяются.

Существуют разногласия и в вопросе выделения в верхнем олигоцене рунской свиты, заполняющей, по мнению С. Л. Афанасьева и А. А. Богданова (1950), так называемые «наложенные мульды». О. С. Вялов (1952) отрицает существование этих мульд в Закарпатье. И. Д. Гофштейн (1962а) дает указанным отложениям иную трактовку: он считает рунские песчаники фациальной разновидностью тонкоритмичного флиша эоценового возраста. С. Л. Афанасьев делает попытку подтвердить верхнеолигоценый возраст рунской свиты и мульдообразное строение горы Полонина Руна.

И, наконец, вопрос о стратиграфическом положении «черных аргиллитов» — толщ темноцветных пород, в которых одними авторами указывается наличие чешуи «Meletta» (Гофштейн, 1953) и фораминифер олигоценного возраста (Маслакова, Славин, Афанасьев, 1959), другими — находки раковин иноцерамов (Вялов, 1963а; Вялов, Даниш, Коцюбинский, Кульчицкий и Лозиняк, 1963).

На основании детальных геологических исследований В. А. Шакиным и С. И. Кантолинским (1963) был доказан олигоценый возраст черных аргиллитов района Дусино-Поляна. Получается, что в пределах Закарпатья имеется минимум две свиты черных аргиллитов — олигоценовая и верхнемеловая, которые фиксируются в основном лишь там, где обнаружены палеонтологические остатки. Сложность геологического строения района не позволяет подтвердить тот или иной возраст данных отложений в каждом отдельном случае там, где фауна не обнаружена. Этот вопрос может быть решен только детальным изучением всей площади развития описываемых пород.

В опубликованной литературе последних лет, касающейся стратиграфии палеогеновых отложений Закарпатья, приводятся схемы, в которых выделяется множество (до восьми и более) различных типов разрезов, в каждом из которых свиты имеют свои наименования. Для составления сводных карт по большим площадям этими схемами пользоваться крайне неудобно. Поэтому в процессе подготовки к изданию геологических карт Карпатской серии возникла необходимость создания сводной легенды. Эта работа была выполнена геологами: В. Н. Зайцевой, Е. Ф. Малеевым, Н. С. Расточинской, В. И. Чулочниковым и В. Г. Юрковой при участии В. С. Перельштейн и В. Г. Чередиенко. Легенда утверждена Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ 28 января 1960 г.; в ней нашли отражение все основные данные по стратиграфии, полученные к тому времени.

Согласно этой легенде, палеогеновые отложения Закарпатья подразделяются следующим образом (снизу вверх):

- 1) палеоцен — лютская свита;
- 2) эоцен — манявская, выгодская и быстрицкая свиты;
- 3) нижний и средний эоцен нерасчлененные;

- 4) средний и верхний эоцен нерасчлененные;
- 5) олигоцен — нижнеменилитовая, нижнекросненская и рунская свиты.

Следует отметить, что расчленение отложений палеогена на свиты является до некоторой степени условным, так как четкую границу в поле между выделенными свитами провести трудно. Особенно это касается отложений эоцена и олигоцена.

### *Палеоцен*

Отложения палеоцена в Украинских Карпатах ранее не были известны. Широкие микропалеонтологические работы, проведенные Н. И. Маслаковой и М. В. Муратовым (1951), Б. Т. Голевым (1954, 1957б, 1958), Г. И. Немковым и К. Л. Хлопониним (1955, 1957) позволили выделить эти отложения на всей описываемой территории.

Палеоцен в Закарпатье представлен лютской свитой, во Внешних Карпатах — ямненской.

Лютская свита была выделена и названа лютской в 1946 г. М. В. Муратовым по имени р. Люты, где породы указанной свиты имеют широкое развитие и хорошо обнажены. Раньше для обозначения пород этой свиты пользовались терминами «магурские» или «стожские» песчаники, объединяя под этими названиями сходные по составу, но зачастую ничего не имеющие общего по возрасту породы.

Породы лютской свиты, несогласно залегая на более древних отложениях в виде широких полос, вытянутых согласно общекарпатскому простиранию с северо-запада на юго-восток, протягиваются почти через все Закарпатье, обнажаясь в сводовых частях крупных антиклинальных структур. Несколько слабее они развиты в пределах кристаллического ядра этой зоны, где мощность и площадь их развития резко сокращаются.

Отличительной особенностью свиты является массивный облик слагающих ее пород. Почти всюду они представлены массивными или толстослоистыми песчаниками серыми, известковистыми, кварцевыми или полимиктовыми, разнозернистыми, местами переходящими в пудинговые песчаники, гравелиты и конгломераты. Среди массивных и толстослоистых песчаников встречаются пачки тонкоритмичного флиша — тонкопереслаивающихся серых или зеленовато-серых аргиллитов и такого же цвета плитчатых мелкозернистых песчаников. Мощность таких пачек обычно не превышает нескольких метров и значительно реже — нескольких десятков метров. На плоскостях слоистости песчаников наблюдаются большие скопления чешуек слюды и обугленного растительного детритуса. На нижней поверхности пластов песчаников часто встречаются крупные валикообразные и бугорчатые иероглифы.

Лютская свита особенно широко развита в бассейнах рр. Ужа, Люты, Шипота, Латорицы. Здесь породы этой свиты несогласно залегают на нижне- и верхнемеловых отложениях и покрываются отложениями эоцена. Непосредственный контакт палеоцена и эоцена можно наблюдать в обнажениях по рр. Симер, Люта, Латорица, Теремля, Лужанка, Терешова, Тересва и др. Отложения свиты слагают наиболее высокие хребты (хр. Яворник, Студеница, Стинка и др.) и нередко образуют на вершинах их скалистые уступы (хр. Лисий, Погар, Стинка и др.), местами почти непроходимые. В прекрасных обнажениях на обрывистых берегах рр. Люты, Шипота и Ужа, в карьерах вблизи сс. Симер, Соль и др. разрезы лютской свиты в общих чертах сходны между собой.

Сводный разрез лютской свиты по этим районам выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Массивные песчаники — прослоев аргиллитов не наблюдается совершенно и слоистость улавливается только по изменению крупности зерен от нижней поверхности слоя к его кровле. Песчаники имеют мощность от нескольких метров или десятков метров до 100 м (очень редко). Песчаники полимиктовые, как правило, крупнозернистые. В них, местами, наблюдаются включения обломочков (до 0,5 см в поперечнике) кристаллических сланцев и мелкой гальки кварца, которые или редко и равномерно рассеяны по породе, образуя так называемые пудинговые песчаники, или же, концентрируясь в отдельных участках, образуют гравелиты, причем переход от грубозернистых песчаников через пудинговые к гравелитам является постепенным. Скопления более крупных галек в песчаниках образуют конгломераты. Гравелиты и конгломераты залегают в песчаниках в виде пачек, линз и неправильной формы тел, размеры которых не превышают нескольких метров; однако встречаются горизонты гравелитов, а особенно конгломератов мощностью до нескольких десятков метров. Характерным для этих песчаников является также наличие большого количества крупных чешуек мусковита (до 0,5 см в поперечнике). Песчаники окрашены в светло-серый, серый или голубовато-серый цвет; они крепкие, слабо карбонатные (за счет цемента). Иногда с поверхности в результате выветривания приобретают оранжево-бурую окраску 500 м
2. Песчаники полимиктовые серые и зеленовато-серые, разномзернистые, толстослоистые, содержащие пачки мощностью до нескольких метров тонкослоистых мелкозернистых песчаников. Среди песчаников встречаются маломощные прослои (по несколько сантиметров), а в более верхних частях и пачки (до 10—20—50 м) аргиллитов преимущественно неизвестковитых, реже карбонатных, зеленовато-серого и серого цвета, хрупких, местами образующих с тонкослоистыми песчаниками пачки тонкоритмичного флиша до 20—50—100 м мощностью 400 „
3. Типично флишевая толща — ритмичное чередование аргиллитов и песчаников с некоторым преобладанием последних (мощность прослоев песчаников 10—15—20 см, аргиллитов 5—10—15 см) 100—300 м

Таким образом, в западной части Закарпатья лютская свита начинается массивными и пудинговыми песчаниками, гравелитами и конгломератами и завершается ритмично переслаивающимися типично флишевыми образованиями. Снизу вверх уменьшается грубость материала и массивность пород.

Обращает на себя внимание закономерное изменение крупности материала и характера напластований в породах лютской свиты также и по простиранию палеоценового бассейна: в центральной части области развития пород лютской свиты преобладают песчаники средне- и мелкозернистые; здесь гравелиты и конгломераты почти отсутствуют, массивные разности песчаников играют подчиненную роль.

В направлении от центра к северо-востоку и юго-западу крупность материала заметно увеличивается, начинают преобладать горизонты массивных песчаников с пачками и линзами конгломератов, гравелитов и пудинговых песчаников. Мелкозернистые песчаники уступают место крупнозернистым, причем мощность их сокращается. Наибольшее сокращение мощности и плохая сортировка обломочного материала в породах лютской свиты наблюдается вдоль северной окраины Утесовой зоны, где среди массивных грубозернистых песчаников лютской свиты встречаются довольно мощные горизонты конгломератов (до 100—200 м мощности), содержащих крупную гальку и валуны известняков, кристаллических сланцев, кварцитов, гнейсов и т. п.

Вблизи этой полосы (южнее) располагалась суша, с которой и происходил снос указанного материала.

На северо-востоке, севернее границы развития пород лютской свиты, там, где сейчас находится глубокий синклинальный прогиб, располагалась, очевидно, вторая крупная область сноса. Об этом сви-

детельствуют многочисленные глыбы (до 2 м в поперечнике) палеозойских пород — кристаллических сланцев, гнейсов, мраморов и др., заключенных в массивных песчаниках лютской свиты, обнажающихся на южном склоне хр. Студеница.

В направлении на восток площадь развития описываемой свиты значительно сокращается за счет более широкого развития меловых отложений. Те закономерности в изменении состава пород, которые указывались выше для западной части, здесь несколько затушевываются и лютская свита представлена сравнительно однотонными толщами массивных и слоистых разнородных песчаников с прослоями аргиллитов. Только вблизи Раховского кристаллического массива, у с. Кобылецкая Поляна, свита вновь сильно обогащается крупнообломочным несортированным материалом и состоит из массивных грубозернистых песчаников с пачками и линзами конгломератов.

Таким образом, мощность отложений лютской свиты уменьшается от центра бассейна к северо-востоку, юго-западу, а также и к востоку. В этих же направлениях возрастает крупность материала. Максимальная мощность свиты 1000—1200 м, на окраинных участках она сокращается до 400—500 м.

В юго-восточной части Закарпатья развита толща крупногалечных конгломератов и песчаников очень непостоянной мощности, залегающих на палеозойском метаморфическом комплексе Раховского кристаллического массива. Ряд исследователей возраст их считают палеоценовым, однако доказательств этому нет.

Самая южная изолированная полоса выходов массивных песчаников, примыкающая к Утесовой зоне, ранее ошибочно причислялась к лютской свите и на геологической карте была отнесена к палеоцену. Однако за последние годы в ряде пунктов (села Драгово, Новоселица, Горинчово и др.) в упомянутых песчаниках были обнаружены нуммулиты, устанавливающие среднеэоценовый возраст пород (Кульчицкий и др., 1957). Палеоценовый возраст лютской свиты впервые палеонтологически был установлен Н. И. Маслаковой (1955). Ею из этой свиты указываются: *Globorotalia angulata* (White), *Globigerina trilocolinoides* Plummer, *Cassidulina subglobosa* H. B. Brady, *Pulvinulinella culter* (P. et J.), *Anomalina acuta* Plummer, *Cibicides praeventratumides* sp. nov., *Planulina subbotinae* Balachmatova (in litt.), *Eponides trümpyi* Nuttal., *Bolivina* aff. *plaita* Carsey, *Trochammina tumida* sp. nov. и др. А. М. Волошиной в 1958—1959 гг. из отложений лютской свиты определены: *Rhabdammina maxima* Cushman, *Rh. robusta* Grzyb., *Guperammina nova* Mjatl., *Proteonina complanata* Franke, *Spiroplectammina spectabilis* Grzyb. и др.

Н. И. Маслакова параллелизует лютскую свиту со свитой Горячего Ключа Северного Кавказа.

### Эоцен

Отложения эоцена очень широко развиты в пределах Украинских Карпат. Они были выделены М. В. Муратовым и Н. И. Маслаковой под названием карпатской свиты\*. Ранее эти отложения были известны (в иностранной литературе) как «беловежские слои», «пестрый эоцен», «иероглифовые слои».

В Закарпатье эоцен известен во всех зонах и характер его разрезов в этих зонах различен. В Кросненской зоне, которая в Закарпатье

\* В настоящее время термин «карпатская свита» не употребляется.

представлена своей южной окраиной, породы эоцена залегают согласно на породах палеоцена (ямненской свите) и слагают крылья узких, местами гребневидных антиклинальных структур, простирающихся в северо-западном направлении. Эти отложения здесь расчленены на манявскую, выгодскую и быстрицкую свиты по литолого-палеонтологическому признаку\*.

Манявская свита. В нижней части эта свита представлена серо-зелеными известковистыми алевролитами с прослоями красных и зеленых аргиллитов. Характерно наличие многочисленных иероглифов на нижней поверхности пластов алевролитов и песчаников. Мощность этого горизонта достигает 30 м. Выше залегают толща ритмичного переслаивания песчаников тонкослоистых кварцитовидных зеленовато-серых, алевролитов серых и зеленовато-серых, волнисто-слоистых, иногда косослоистых известковистых и зеленовато-серых аргиллитов некарбонатных. В кровле свиты наблюдается пестроцветный горизонт мощностью до 5 м. В отложениях манявской свиты обнаружены: *Rhabdammina intermedia* Мjatl., *Rh. lineariformis* Мjatl., *Rh. robusta* (G r z y b), *Nodellina velascoensis* (C u s h m a n.) и другие формы, указывающие, по мнению Н. Я. Бояринцевой, на нижнеэоценовый возраст пород манявской свиты. Подтверждением этому служит находка Б. Т. Голевым (1954) *Nummulites planulatus* L a m. Мощность свиты 100—200 м.

Выгодская свита сложена грубослоистым флишем. В разрезе преобладают грубослоистые песчаники и алевролиты, разделенные пакетами тонкоритмичного чередования алевролитов и аргиллитов. Песчаники серые и зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, плотные, известковистые, книзу переходящие в гравелиты, а в кровле — в алевролиты. Алевролиты серые и зеленовато-серые, известковистые, аргиллиты — серые и зеленые. В разрезах по р. Тербле выгодская свита представлена грубослоистыми и глыбовыми песчаниками с тонкими прослойками зеленых и черных аргиллитов. На основании обнаруженных в этой свите *Nummulites murchisoni* В г и п п. и других форм выгодскую свиту можно отнести к среднему эоцену. Мощность выгодской свиты 100 м.

Быстрицкая свита представлена тонким ритмичным чередованием зеленых известковистых аргиллитов и песчаников зеленовато-серых, мелкозернистых, некарбонатных. Местами в основании свиты наблюдается пестроцветный горизонт, мощность которого изменяется от 0 до 50 м. Мощность свиты 150—200 м.

В кровле свиты залегают шешорский горизонт мощностью до 10 м, сложенный светло-серыми иногда темно-коричневыми аргиллитами известковистыми, с прослоями песчаников и мергелей. Находки в породах быстрицкой свиты *Nummulites incrassatus* Н а г р е, *N. striatus* (В г и г.), *N. chavannesi* Н а г р е (определения Б. П. Голева) говорят о верхнеэоценовом возрасте.

В более южных частях Закарпатья, в Дуклянской, Дусинско-Черногорской, Магурской и Утесовой зонах, отложения эоцена имеют несколько иной вид, в них четко намечаются две толщи: 1) нижняя (нижний и средний эоцен), представленная тонкоритмичным флишем, и 2) верхняя (средний и верхний эоцен), в которой преобладают разнозернистые песчаники.

\* Палеогеновые отложения Кросненской зоны подробно описаны в разделе «Палеогеновые отложения северного склона Карпат», поэтому здесь им дана краткая характеристика.

*Нижний и средний эоцен*

Эти отложения согласно залегают на породах лютской свиты. Только в восточной части Закарпатской области, на южном и западном склонах Раховского кристаллического массива, они перекрывают меловые и палеозойские отложения. Наиболее полные разрезы нижнего и среднего эоцена можно наблюдать в обнажениях рр. Уж, Латорица, Рика, Теребля, Тересва, Апшица и их притоках. Вследствие того, что слагающие породы легко поддаются выветриванию, они создают пониженные участки в рельефе и обнажаются на склонах и в руслах речных долин.

Отличительной особенностью описываемых отложений является тонкоритмичный облик слагающих их пород, что выделяет таковые

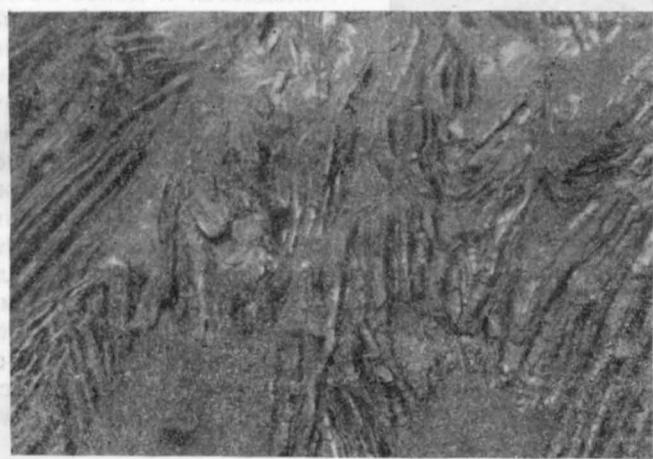


Рис. 37. Обнажение пород эоцена на р. Вече. Фото В. И. Славина

среди всех остальных свит палеогена (рис. 37). Эта толща состоит из ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов (от 1—2 до 20 см). Местами может преобладать какой-либо из элементов ритма, образуя пачки по несколько метров мощности. Кроме того, очень характерным признаком является наличие в ее составе горизонтов пестроцветных (красных и зеленых) аргиллитов, которые встречаются в виде отдельных прослоев или пачек, мощность которых может достигать 100 м.

Особенно хорошие обнажения имеются на р. Люте, где в обрывистых, скалистых берегах, на протяжении нескольких километров, вскрываются породы мелкоритмичной флишевой толщи, состоящей из чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, а также из пачек пестроцветных аргиллитов.

1 элемент ритма состоит из двух подэлементов: 1) песчаники кварцевые, голубовато- или зеленовато-серые, мелкозернистые, плотные, известкововые, тонкослоистые, местами волнистослоистые (сингенетическая мелкая складчатость). На нижней поверхности слоев песчаников встречаются многочисленные мелкие иероглифы мелкобугорчатые и червеобразные; 2) алевролиты зеленовато-серые, плотные, тонкослоистые, известкововые, на плоскостях слоистости содержат большое количество чешуек светлой слюды, отчего кажутся «серебристыми».

II элемент ритма представлен аргиллитами голубовато- или зеленовато-серыми, известковистыми, хрупкими, тонкоплитчатыми.

Мощность ритмов колеблется от 4—5 до 15—20 см. Пестрые аргиллиты встречаются в виде отдельных слоев и пачек почти по всему разрезу, но больше приурочены к нижней части. Это красные и зеленые известковистые аргиллиты, плитчатые, довольно плотные, иногда содержащие включения мелких чешуек слюды. Прослой в 1—2—5 см образуют пачки 10—50 м мощностью (переслаивание пестрых аргиллитов с тонкими слоями зеленовато-серых песчаников и алевролитов).

К верхам разреза свита приобретает более песчаный характер, увеличивается количество прослоев песчаников и их мощность (рис. 38).



Рис. 38. Обнажение пород эоцена (верхи разреза). Фото В. И. Славина

Такой же примерно разрез наблюдается и далее на восток в центральной части района развития пород эоцена с той лишь разницей, что в этом направлении (к востоку) увеличивается карбонатность пород за счет появления прослоев мергелей и известковистых песчаников. Так, на рр. Боржава, Рика, Теремля и др. указанные отложения состоят из тонкоритмичного чередования серых, зеленовато-серых, зеленых и красных аргиллитов, серых и зеленых песчаников и алевролитов и светло-серых мергелей.

Местами в разрезе встречаются мелкозернистые песчаники (до нескольких метров мощности) слабо известковистые, и пачки черных аргиллитов.

Еще восточнее, по окраине Раховского кристаллического массива, отложения нижнего и среднего эоцена представлены массивными песчанстыми известняками и песчано-глинистым флишем.

Для северных частей области характерно также наличие горизонта (до 50—100 м) и крупных линз массивных крупнозернистых песчаников и конгломератов с галькой в основном кварца и кристаллических сланцев.

Таким образом, в центральных частях полосы развития пород нижнего и среднего эоцена наблюдаются тонкоритмичные песчано-глинистые карбонатные отложения, к северо-востоку увеличивается карбонатность, крупность материала, возрастает роль песчаных фаций, появляются горизонты конгломератов, массивных песчаников, горизонты с включениями. В восточном направлении также возрастает карбонатность пород (у с. Кобылецкая Поляна на палеозойских отложениях залегают известняки эоцена). Одновременно с этим к северу и востоку происходит сокращение мощностей — на р. Люте мощность эоцена достигает 700 м, в верховьях р. Уж она сокращается до 300 м.

В южном направлении не наблюдается такой резкой смены фаций: отложения представлены в своем типичном виде и состоят из тонкочередующихся известковистых зеленовато-серых песчаников, аргиллитов и алевролитов с отдельными прослоями и маломощными пачками красных и зеленых аргиллитов и алевролитов и маломощными горизонтами (до 10 м) толстослоистых серых слюдястых известковистых песчаников, переслаивающихся с тонкими прослоями аргиллитов и алевролитов. В низах содержится несколько пластов грубозер-

нистых песчаников и гравелитов общей мощностью 9—10 м. Местами они контактируют с вулканической зоной. Максимальная мощность отложений здесь равна 900 м.

По всей вероятности, в эоцене имела место вулканическая деятельность (подводные излияния). На это указывают многочисленные небольшие выходы мандельштейновых диабазов, которые обнажаются севернее с. Липша, в ручье Александровском у с. Монастырь (правый берег р. Рика), у с. Копашинова Поляна, в районе горы Россош (левый берег р. Теремли).

В ручье Александровском эти породы имеют форму пластообразной залежи мощностью 10 м, которая в направлении к центральной части потока увеличивается. Выходы у с. Копашинова Поляна и горы Россош, по-видимому, представляют собой корни этих покровов. Вмещающие породы обожжены и раздроблены на контакте с диабазами.

Вулканическая деятельность в эоцене (?) проявилась и в более северных частях Закарпатья, на что указывают обнаруженные в русле правого притока р. Лужанки (севернее с. Посич) крупные обломки аналогичных диабазов, а в левом притоке — небольшой массив их среди пород эоцена. По внешнему виду диабазы — плотные породы темно-зеленого, иногда лилового цвета, с типичной мандельштейновой текстурой. Многочисленные миндалины заполнены кальцитом. Под микроскопом структура породы определяется как порфировая, текстура — миндалекаменная. Миндалины выполнены кальцитом и хлоритом. Структура основной массы переходная от интерсертальной к пилотакситовой. Порфиновые выделения очень редки и представлены, частично, альбитом, а чаще псевдоморфозами карбоната по плагиоклазу.

Нижне- и среднеэоценовый возраст описанных выше пород подтверждается следующим комплексом фораминифер: *Rhabdammina lineariformis* Brady, *Hyperammina nova* Mjatl., *H. karpatica* Maslak., *Glomospira charoides* (P. et J.), *Globigerina* aff. *pseudocaena* Subb., *G. varianta* Subb., *G. ex gr. triloba* Rss., *G. aff. trivialis* Subb., *G. pseudoeocaena* Subb., *Globorotalia crassata* Cushman, *G. aff. subbotinae*, *Trochamminoides irregularis* White, *T. subkoronatus* Rzehak, *T. coronata* Brady, *Karrerella egra* Finlay, *Recurvodes smugarensis* Mjatljuk и др. (определения А. М. Волошиной).

Мощность отложений 500—600 м.

### Средний и верхний эоцен

Верхнюю часть разреза эоцена в Закарпатье слагают песчаники (так называемые драговские) серые, массивные и плитчатые, разнотекстурированные, содержащие маломощные пачки аргиллитов или пород тонкоритмичного флиша (тонкопереслаивающихся песчаников и аргиллитов). Они протягиваются полосой почти через все Закарпатье, окаймляя границу Утесовой зоны и Закарпатского прогиба. В междуречье Теремли—Лужанка в ряде обнажений можно непосредственно наблюдать нормальное налегание этих песчаников на породы нижнего — среднего эоцена.

Описываемые песчаники, по внешнему виду очень похожие на песчаники лютской свиты, ранее ошибочно были отнесены к палеоцену, а в восточной части Закарпатья (район с. Водица) к олигоцену. Мощность песчаников не менее 300 м. Встреченные в этих песчаниках нуммулиты: *Nummulites striatus* Brug., *N. laevigatus* Brug., *N. distans* Pusch., *N. atacicus* Leum., *N. aff. burdigalensis* Harpe, *N. per-*

*foratus* (Montfort), *N. fabiani* Prev., *Assilina granulosa* Arch., по определению Г. И. Немкова, указывают на средне- и верхнеэоценовый возраст пород.

В пределах Закарпатского внутреннего прогиба отложения эоцена были вскрыты скважиной (Данилово № 1) на глубине 1920 м, где они представлены пестроцветными и черными аргиллитами, алевролитами и мергелями (инт. 1920—2292 м), конгломератами и песчаниками (инт. 2292—2506 м). Эоценовый возраст этих отложений обоснован недостаточно.

### Олигоцен

Отложения олигоцена наиболее широко развиты в Кросненской и Ужок-Дуклянской зонах и значительно меньше — в пределах более южных зон. В Закарпатье в олигоцене выделяются три свиты: 1) нижнеменилитовая (нижний олигоцен), 2) нижнекросненская (средний олигоцен) и 3) рунская (верхний олигоцен).

Нижнеменилитовая свита\*. В пределах Кросненской зоны нижнеменилитовая свита занимает большие площади по р. Репинке, в районе сел Межгорье, Синевир, Брадуловец. Здесь, в нижней части свиты, на кремнистой пачке залегает толща чередующихся песчаников слюдястых темно-серых и голубовато-серых с известковистыми черными аргиллитами, мергелями и темно-серыми известняками. Мощность 100—150 м. Выше наблюдается чередование тонкозернистых песчаников, алевролитов и пелитоморфных песчаных известняков пепельно-серого цвета, среди которых встречаются пачки черных не известковистых аргиллитов от 0,2 до 2,5 м. Типичные обнажения можно наблюдать также и на р. Голятинке.

Несколько иной разрез свита имеет юго-западнее, в пределах Дусинско-Черногорской зоны. Так, в районе сел Оленево, Поляна, в бассейне р. Дусины и окрестностях с. Керещки в основании нижнеменилитовой свиты залегает горизонт (10—20 м) черных кремней; пласты их (20—10—5 см) переслаиваются с тонкослоистыми темно-серыми кварцитовыми песчаниками и черными, плотными, известковыми аргиллитами. Выше кремневый горизонт постепенно переходит в толщу черных очень плотных, плитчатых и массивных аргиллитов известковистых, с прослоями и пластами такого же цвета и по внешнему виду почти неотличимых от них мергелей и известняков пелитоморфных. Преобладают аргиллиты. Среди этой толщи встречаются редкие пласты песчаников темно-серых, кварцитовидных. К верхам разреза увеличивается количество пластов песчаников и их мощность, свита приобретает вид двухкомпонентного флиша и состоит из переслаивания черных плотных (неизвестковистых) аргиллитов и серых слюдястых волнистослоистых песчаников. Иногда встречаются пласты темно-серых кварцитов. Пласты песчаника в верхних частях свиты образует отдельные пачки по несколько (до 10) метров мощности, а разрез завершается толщей песчаников в несколько десятков метров мощностью. Наиболее хорошо этот разрез виден на восточном склоне горы Бутовой у с. Керещки, где породы нижнеменилитовой свиты согласно залегают на пестроцветных аргиллитах эоцена, фаунистически доказанного.

В Кросненской и Дуклянской зонах нижнеолигоценный возраст описанных отложений подтверждается фауной моллюсков — *Lucina bataspaschinica* К о г о б к о в., *L. rectangulata* Hofman, *Tellina (Mocrel-la) postera* Weurich, *Cardita (Venericardia) lucovichii* Ruchin, *Cor-*

\* Некоторыми геологами нижнеменилитовая свита в Кросненской и Дуклянской зонах именуется подголовцевкой свитой.

*diopsis incrassata* Sowerby. Кроме того, в отложениях нижнемелитовой свиты Г. И. Немковым и К. Л. Хлопониным (1955) были найдены *Nummulites vascus* J. et L. и *N. intermedius* Arg. В бассейне рек Дусина и Пинии олигоценовый возраст отложений подтверждается, кроме условий залегания, находками И. Д. Гофштейна (1953) чешуи и отпечатков рыб из рода *Meletta*, а также микрофауной, которая по определению Н. И. Маслаковой (Маслакова и др., 1959), обнаруживает чрезвычайное сходство с фауной нижнемелитовой свиты Внешних Карпат с несомненно нижнеолигоценовым возрастом: в бассейне р. Пинии — *Globigerina danvillensis* Hove et Wallace, *Acarinina rugoaculeata* Subb., *Gümbelina gracillima* Andreae, *Bolivina antegressa* Subb., *Uvigerina pygmaea* Orb., *Cibicides lopjanicus* Mjatl.; в бассейне р. Дусина — *Globigerina danvillensis* H. et W., *Gümbelina gracillima* Andreae, *Globigerina* ex gr. *triloba* Reuss., *Acarinina rugoaculeata* Subb., *Globorotalia pseudocitula* Glaessner, *Cibicides lopjanicus* Mjatl., *Globigerinella* aff. *naguwichiensis* Mjatl.

Кроме того, в районе с. Дусина, в подстилающей нижнемелитовую свиту пестроцветной толще, автором в 1957 г. были обнаружены эоценовые нуммулиты.

По всей видимости, черные аргиллиты с прослоями черных кремней в основании, залегающие на отложениях эоцена на западной окраине Раховского кристаллического массива, также относятся к нижнемелитовой свите. Подтверждением этому служит комплекс микрофауны (обнаруженный в песчаниках Л. К. Курячим): *Nonion* sp., *Elphidium* ex gr. *macellum* (Ficht. et Moll.), *Elphidium* sp., *Reusella* sp., *Bulimina* aff. *aculeata* Orb. и др., по мнению М. В. Ярцевой, характеризующий нижнеолигоценовый возраст пород.

Нижнекросненская свита. Эти отложения пользуются развитием в приводораздельной части Карпат, в Кросненской зоне. Они залегают выше нижнемелитовой свиты и представлены в основном так называемыми переходными слоями, которые включены в состав нижнекросненской свиты. Переходные слои в нижней части сохраняют элементы нижнемелитовой свиты. Они сложены черными и коричневыми грубо рассланцованными аргиллитами с прослоями песчаников и алевролитов и редкими прослоями кремнистых мергелей. Вверх по разрезу увеличивается количество и мощность пластов песчаников.

Верхняя часть разреза представлена типичными песчаниками нижнекросненской свиты, составляющими мощные пачки. Песчаники массивные, разнотернистые, слюдяные, серого и зеленовато-серого цвета.

Мощность нижнекросненской свиты достигает 900 м. Обнажения этой свиты можно наблюдать в окрестностях сел Лопушное, Синевирская Поляна и ряде других мест. Из нижней части свиты Н. Я. Бояринцевой (Темнюк, 1959а) определены следующие формы: *Globigerinella voluta* White, *Bulimina* ex gr. *pyrula* Orb., *Virgulina* (*Virgulina*) cf. *miocenica* Cushman and Ponton., *Cibicides pygmaeus* Hantken, *C.* ex gr. *lopjanicus* Mjatl. и др. Возраст нижнекросненской свиты как по условиям залегания, так и по микрофауне большинством геологов считается среднеолигоценовым.

Рунская свита была выделена А. А. Богдановым (1949). Видимо, по возрасту она соответствует верхнекросненской свите, развитой на северо-восточном склоне Карпат. Свита слагает наиболее высокий в пределах Западного Закарпатья, в Дусинско-Черногорской зоне, горный массив — Полонину Руну (Ровную), имеющую обширную плоскую, местами даже вогнутую, вершину и крутые ступенчатые склоны. Описываемая свита, имея почти горизонтальное залегание, несогласно

ложится на смятые в складки породы палеоцена, эоцена и нижнего олигоцена.

По склонам Полонины Руны вскрывается полная мощность пород рунской свиты. Надо сказать, что эта свита хорошо выражена в рельефе. В обнажениях ручья Воеводин — правого притока р. Шипот, стекающего по восточному склону Полонины Руны, видно, как на смятых аргиллитах эоцена залегают отложения рунской свиты (снизу вверх):

1. Песчаники массивные, темно-серые и зеленовато-серые, среднезернистые, с большим количеством крупных чешуек светлой слюды; образуют на склонах высокие отвесные стены, обнажаясь в виде высоких скал, а в русле — живописные высокие водопады (до 10 м высотой) . . . . . 200 м
2. Песчаники толстослоистые (мощность пластов до 1 м), переслаиваются с аргиллитами плотными, грязно-зеленовато-серого цвета, плитчатыми и тонкоплитчатыми, неизвестковистыми, мощность прослоев их равна 5—10 см . . . . . 100 „
3. Глыбовые песчаники крупнозернистые, с обломками аргиллитов . . . . . 50 „
4. Пачка песчаников и аргиллитов тонкослоистых и плитчатых мелкозернистых, сильно слюдистых, светло-зеленовато-серых . . . . . 150 „
5. Песчаники массивные крупнозернистые, с мелкой галькой кварца, голубовато- и зеленовато-серые, образуют на склонах обрывы до 15 м высоты . . . . . 100 „
6. Толща тонкоритмичного флиша, состоящая из слоев (1—2—5 см) песчаников буровато-зеленого цвета, сильно выветрелых, волнистослоистых, сильно слюдистых, тонкослоистых и аргиллитов грязно-зеленых, плотных, плитчатых, слюдистых. Обнажается в истоке второго левого притока ручья Воеводинского, юго-восточные высоты 1482 м (гора Полонина Руна) . . . . . около 200 „
7. Песчаники массивные, сильно выветрелые, со слабо выраженной матрацевидной отдельностью, грубозернистые, с многочисленной мелкой галькой кварца; слагают поверхность Полонины Руны и ее вершины — гор Менчул, Руна-Плай и др. . . . . от 20—50 до 100 м

В обнажениях по южному склону горы Полонина Руна (по ручью Шипотек) тоже видно залегание массивных, почти горизонтально лежащих песчаников на сильно дислоцированных породах эоцена. Общая мощность свиты не менее 1000 м.

Палеонтологическая характеристика свиты отсутствует, если не считать двух форм, найденных Н. И. Маслаковой *Gumbelina gracillina* A p d g e a и *Anomalina* sp., но ничего не говорящих о возрасте.

Основным критерием в определении возраста рунской свиты служит ее несогласное залегание на всех более древних отложениях палеогена.

Отложения верхнего олигоцена завершают цикл развития нормальных осадочных толщ в пределах Карпат. К началу неогена эта область становится сушей и подвергается интенсивному складкообразованию.

На основании описанных выше разрезов можно сделать заключение, что, начиная с палеоцена и кончая средним олигоценом, во Внутренних Карпатах существовал глубокий прогиб, непрерывно заполнявшийся осадками, причем центр прогиба совпадал примерно с центральной частью зоны, а области сноса материала располагались южнее и севернее современных границ распространения палеогеновых отложений (рис. 39, 40). В предпалеогеновое время происходило поднятие района и интенсивное складкообразование, о чем говорит трансгрессивное залегание палеоцена на сильно смятых разновозрастных отложениях мелового, юрского и палеозойского возраста.

Рельеф суши как на севере, так и на юге был сильно расчлененным, горным, со скалистыми берегами — об этом свидетельствует

грубообломочный, плохо сортированный песчано-конгломератовый состав лютской свиты и заключенные в песчаниках огромные неокатанные глыбы палеозойских и юрских пород, которые, очевидно, срывались со скалистых берегов и падали в морской бассейн в прибрежной полосе. В направлении к центру бассейна увеличиваются мощности и уменьшается грубозернистость материала. Наличие маломощных горизонтов конгломератов в этой части свидетельствует о существовании в то время небольших островов, поставлявших незначитель-

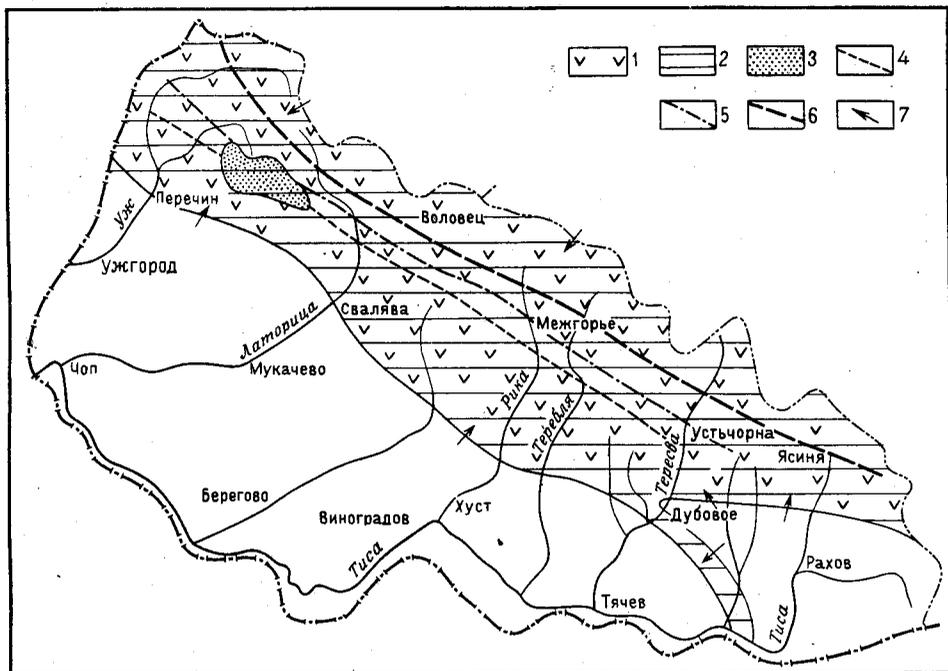


Рис. 39. Схема распределения осадков палеогена в Закарпатье

1 — область развития осадков палеоцена, нижнего и среднего олигоцена; 2 — область развития осадков эоцена; 3 — область развития осадков верхнего олигоцена; 4 — центр прогиба флишевого бассейна в эоцене; 5 — центр прогиба флишевого бассейна в олигоцене; 6 — центр прогиба флишевого бассейна в олигоцене; 7 — направление сноса материала с суши

ное количество грубообломочного материала и в центральные части бассейна.

В эоцене очертания бассейна не изменились, море продолжало существовать на всем пространстве описываемой территории, отчасти заходя и на Раховский массив в виде узкого залива. К этому времени рельеф суши был уже в достаточной степени сnivelирован, поэтому в морской бассейн поступал более тонкий и лучше сортированный материал, на что указывают преобладающие в разрезе мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Несмотря на то что морской бассейн существовал непрерывно, область эта не оставалась спокойной. Дно бассейна и суша испытывали непрерывные колебательные движения — более редкие и с большей амплитудой в палеоцене и более частые и с меньшим размахом — в эоцене. Именно поэтому мощные толщи пород указанного возраста имеют ритмичное строение и являются типичными флишевыми образованиями. Помимо этого, анализ мощностей и характера осадков говорят о перемещении центра флишевого бассейна к северо-востоку.

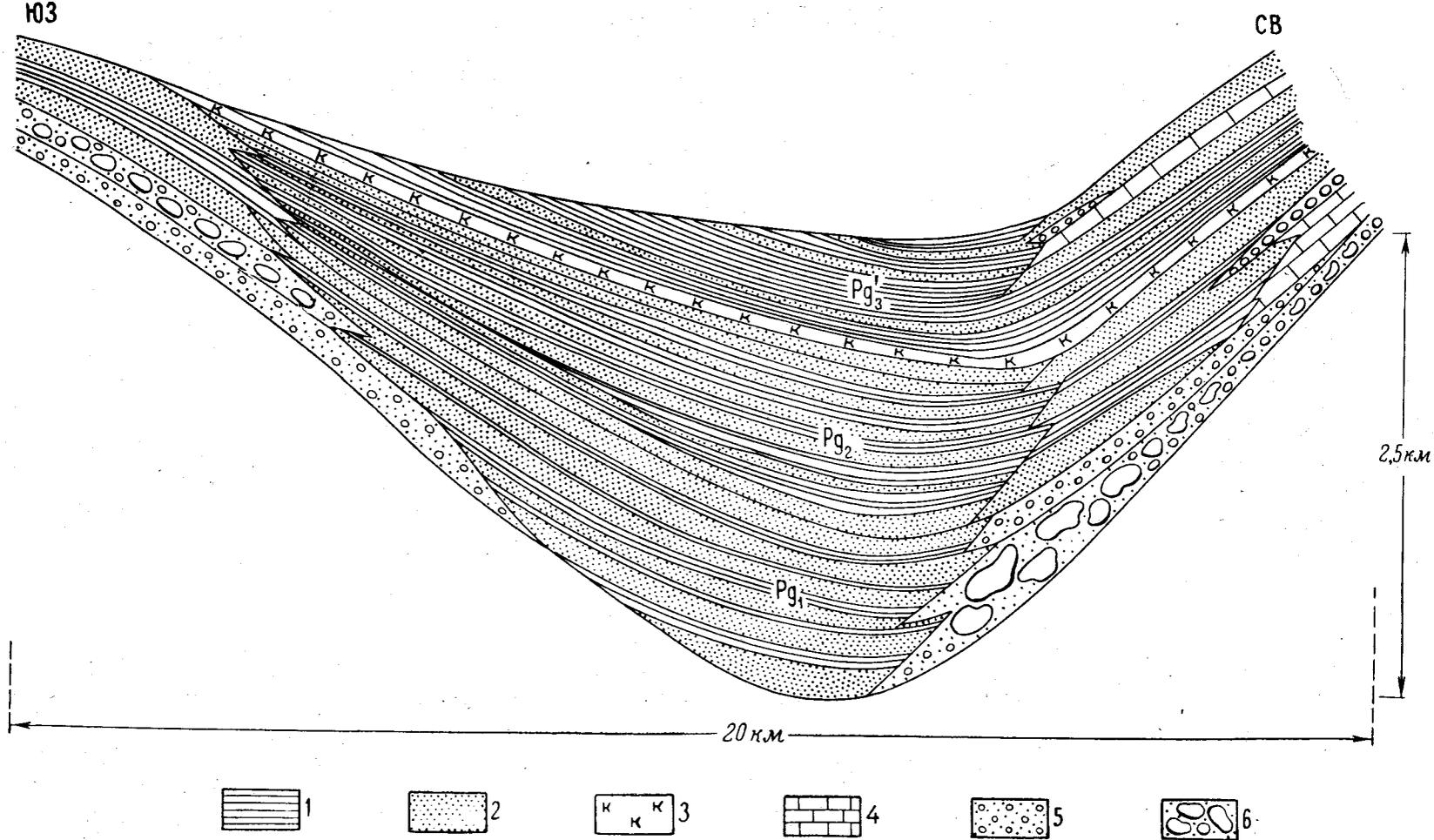


Рис. 40. Сводный фациальный разрез палеогена в западной части Закарпатья  
 1 — аргиллиты; 2 — песчаники; 3 — кремни; 4 — известняки; 5 — конгломераты, гравелиты; 6 — крупногалечный и валунный конгломерат

Возраст		З а к а р п а т ь е				П р е д к а р п а т ь е				
		Свиты	Подсвиты, горизонты	Микрофаунистические горизонты	Микрофауна	Свиты, подсвиты	Микрофаунистические горизонты	Макрофауна		
Левантин		Ильницкая			Пресноводные моллюски					
		Гутинская								
Паннон	Верхн.	Кошелевская		Остракоды	Конгерии и меланосиды					
	Нижн.	Изовская								
Сармат	Средн.	Алмашская		<i>Porosonopion subgranosus</i>	<i>Cardium finitima</i> и др.					
	Нижний Вольский горизонт	Луковская		<i>Quingueloculina reussi</i>	<i>Cardium transcarpaticum</i>	Дашавская	Верхнедашавская	<i>Quingueloculina reussi</i>		
Доробратовская		Прегудская	<i>Cibicides badenensis</i>	<i>Cardium inopinatium</i> и многочисленные <i>Abra</i>	Нижнедашавская		<i>Cibicides badenensis</i>	<i>Cardium inopinatium</i> и <i>Abra</i>		
Торон	Верхний	Даролинская	Баскевская	<i>Streblus beccarii</i>	Морские и солоноватоводные моллюски	Галицкая серия	Косовская	Клокучинские	<i>Streblus beccarii</i>	Морские и солоноватоводные моллюски
			Бешикурская							
			Терновская							
		Нересницкая		<i>Cassidulina crista</i>	<i>Pecten elini</i>			Коломыйские	<i>Cassidulina crista</i>	<i>Pecten elini</i>
		Тячевская	Ньяговские конгломераты	Подгоризонт с <i>Syclammia</i>						
		Шандровская		Песчанистые фораминиферы и булумины						
		Нанковская								
	Солотвинская	Глодская	<i>Globigerina bulloides</i>	Обедненный комплекс глобигеринид		Вервовецкие	<i>Globigerina bulloides</i>			
		Банская								
	Затонская									
Тереблинская					Тирасская					
Нижний	Талаборская		<i>Uvigerina asperula</i>	<i>Pseudamussium corneum denudatum</i>	Богородчанская	<i>Uvigerina asperula</i>	<i>Pseudamussium corneum denudatum</i>			
	Новоселицкая	Терешульский конгломерат	<i>Candorbulina universa</i>					Добромильские и радичские конгломераты	<i>Candorbulina unigena</i>	
Бурдигал-гельвет	Буркаловская									
Аквитан			<i>Nodosaria Cristellaria</i>	<i>Pecten pseudo-beudanti</i> , <i>Pecten burdigalensis</i> , <i>Pecten holgeri</i> , <i>Cardium burdigalense</i>	Верхневоротыщенская	Доброватовская	Кремневые микроорганизмы			
								Загорская	Слободская	
					Нижневоротыщенская					
					Поляницкая		Мелкие <i>Gumbelina</i> и <i>Globigerina</i>			

Рис. 41. Схема стратиграфии неогеновых отложений Украинских Карпат

В олигоцене трансгрессия начинает уменьшаться и наблюдается некоторая дифференциация бассейна на отдельные замкнутые водоемы и заливы. Большинство водоемов имело сероводородное заражение, что подтверждается битуминозным характером пород нижнемелилитовой свиты и наличием сингенетических образований пирита и марказита. С суши, еще более сильно снивелированной, поступает уже в основном глинистый материал; в отложениях нижнемелилитовой свиты преобладают аргиллиты. К концу нижнего олигоцена вновь начинается увеличение сноса материала, суша испытывает поднятие, черные битуминозные глинистые породы начинают сменяться песчаным материалом. Интенсивность движений нарастает и, очевидно, к концу среднего олигоцена вся описываемая территория полностью становится сушей. Породы палеоцена, эоцена и нижнего олигоцена претерпевают сильную складчатость. В это время формируются почти все структуры. Однако в начале верхнего олигоцена, в северной части указанной зоны, происходит местное прогибание — возникает бассейн, в котором накапливаются осадки, состоящие главным образом из грубого песчаного материала, поступающего с окружающих горных сооружений — образуется рунская свита. В конце верхнего олигоцена море навсегда покидает эту территорию, где уже полностью завершается формирование структур и устанавливается континентальный режим.

Основным полезным ископаемым в палеогене являются песчаники — массивные и толстоплитчатые. Черные аргиллиты нижнемелилитовой свиты находят применение в химической промышленности и в сельском хозяйстве.

### НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

На границе олигоцена и миоцена в истории геологического развития Карпат и прилежащих областей произошли важные события. Длительное и глубокое прогибание флишевого трога с мощным накоплением меловых и палеогеновых толщ закончилось. Резкие тектонические движения (I карпатская фаза) привели к возникновению складчатой системы, погружение сменилось поднятием, началось формирование Карпат.

Одновременно по обеим сторонам воздымающихся Карпат стало происходить прогибание, образование двух краевых впадин: Предкарпатского краевого и Закарпатского внутреннего прогибов. Эти прогибы начали заполняться мощными молассовыми сериями осадков, получавших обломочный материал в результате размыва частью из Карпатской горной системы, частью из тех складчатых сооружений, которые находились у противоположных бортов обеих впадин.

В Предкарпатском краевом предгорном прогибе разрез неогена заканчивается сарматом. В Закарпатском внутреннем прогибе кроме мощной серии моласс, охватывающих миоцен до низов среднего сармата включительно, развита толща паннона и верхнеплиоценовые (левантинские) осадочные и вулканогенные образования. Эффузивные породы верхнего плиоцена в Закарпатье образуют значительный горный хребет, известный под названием Выгорлат-Гутинского.

Рассмотрим отдельно неогеновые отложения обоих прогибов (рис. 41).

### НЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПРЕДКАРПАТСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА

До настоящего времени все еще существуют крупные принципиальные разногласия в трактовке отдельных разрезов. Более того, даже общая схема стратиграфии у разных авторов оказывается различной.

Основными причинами этого являются, во-первых, очень плохая в большинстве случаев обнаженность молассовых толщ. Отдельные части разреза хорошо иногда вскрываются в береговых обрывах рек, но значительные участки оказываются совершенно закрытыми. В области развития мягких соленосных глин воротыщенской серии широкое распространение имеют оползневые явления. Условия залегания и соотношения разных частей соленосной серии друг с другом в полосах сплошного их развития (по прерывистой и плохой обнаженности) не могут быть установлены. На достаточно широких пространствах между реками, в той или иной степени вскрываемыми разрезом, обнажений почти нет.

Вторая причина, затрудняющая изучение стратиграфии моласс та, что внутри отдельных мощных однообразных толщ нет опорных маркирующих горизонтов, нет таких признаков, по которым можно было бы решить, изучая даже целый ряд обнажений одной толщи, с какой ее частью имеешь дело.

Следующее затруднение состоит в значительной фациальной изменчивости большинства свит как по простиранию, так и в поперечном направлении. Бывает так, что в разрезе по одной реке в двух полосах развития одной и той же серии, находящихся на расстоянии всего 1 км друг от друга, фации оказываются резко различными. Примером могут являться две полосы воротыщенской серии, пересекаемые р. Прут в окрестностях г. Делятина.

Наконец, нельзя не отметить почти полное отсутствие фауны, появляющейся только в самых верхах разреза, но и здесь еще совсем не изученной. Микрофауна присутствует в ряде свит. Наряду с остатками фораминифер, находящимися в коренном залегании, часто встречаются формы, переотложенные из более древних слоев. Разграничить их не всегда бывает легко. Микрофауна воротыщенской серии — основного члена нижних моласс — мало отличается от поляницкой свиты, т. е. еще флишевой. Внутри воротыщенской серии трудно выделить какие-либо горизонты по фораминиферам. Ко всему этому нужно прибавить сложную тектонику Внутренней зоны прогиба, развитие опрокинутых складок и надвигов, не позволяющих видеть нормальные соотношения слоев.

История изучения миоцена Предкарпатья охватывает громадный период. Среди польских геологов, которые особенно много занимались миоценовыми отложениями и дали как описания отдельных разрезов, так и общие схемы подразделения, были М. Ломницкий, Ф. Фридберг, Г. Тейссейр, Б. Свидерский, Г. Сизанкур, Б. Буяльский, Я. Чарноцкий, К. Ковалевский, Ч. Кужняр и др. К концу 30-х годов уже были выделены основные стратиграфические единицы, высказаны предположения об их возрасте и намечен характер фациальных изменений отдельных свит. Однако в построениях различных авторов встречается целый ряд противоречий и единого представления о строении разреза так и не было выработано.

После окончания Великой Отечественной войны изучение миоцена Предкарпатья продвинулось вперед. Многочисленными организациями здесь были проведены специальные работы (ВНИГРИ, Укрнефте-разведка и Укргаз). Большое значение имели геологосъемочные работы, производившиеся экспедицией МГРИ и охватившие весь Предкарпатский прогиб. В дальнейшем здесь вели исследования ИГПИ АН УССР и ряд других учреждений. Началось изучение микрофауны и литологии. Благодаря глубокому бурению особенно во Внешней зоне прогиба получено много новых данных. В настоящее время опубликовано довольно большое количество материалов; появились

также статьи по общим вопросам стратиграфии миоцена для всего Предкарпатья. Однако в этих работах имеются существенные разногласия, касающиеся и общих подразделений и сопоставлений.

Следует отметить общие стратиграфические работы В. И. Берлявского, О. С. Вялова, М. Я. Серовой, А. Е. Михайлова, Б. П. Жижченко, С. М. Корневского, В. Э. Ливенталя, Л. С. Пишвановой, В. В. Глушко. Результаты изучения микрофауны опубликованы в работах Ф. С. Путри, М. Я. Серовой, В. Э. Ливенталя, Н. Н. Субботиной, Л. С. Пишвановой и Л. В. Ивановой. Основные данные по литологии и минералогическому составу молассовых толщ получены Л. Г. Ткачуком, Д. В. Гуржием и М. Б. Рипун, а также М. Ю. Федущаком, В. И. Колтуном и О. Ф. Ткаченко.

Наконец, представление о положении Предкарпатского прогиба в общей системе Карпатской складчатой области, о тектоническом делении прогиба, о строении его фундамента и об истории его развития можно найти в работах А. А. Богданова, М. В. Муратова, А. Е. Михайлова, Н. Р. Ладыженского, Г. Н. Доленко, С. И. Субботина, В. Б. Соллогуба, В. Н. Утробина, В. В. Глушко и О. С. Вялова.

Уже после воссоединения западных областей с Украинской ССР появились некоторые работы польских геологов, затрагивающие вопросы тектоники и стратиграфии Предкарпатского прогиба. Из их числа необходимо особо отметить чрезвычайно интересную обобщающую работу К. Толвинского — итог его многолетней и плодотворной деятельности по изучению Восточных Карпат и Предкарпатья.

В настоящее время благодаря совместным усилиям стратиграфов, палеонтологов, геологов-съемщиков и разведчиков схема стратиграфии неогеновых моласс Предкарпатья может считаться в общих чертах разработанной. Однако остается еще ряд нерешенных или дискуссионных вопросов, частью имеющих большое принципиальное значение. Прежде всего это вопрос о нижневоротыщенской свите — можно ее считать самостоятельной или следует объединить с поляницкой свитой; относится ли она еще к олигоцену или к миоцену; соответствуют ли ей слободские конгломераты или они являются более молодым членом разреза. В зависимости от того или иного решения этих вопросов находятся и дальнейшие выводы — о конце флишевого режима и о начале образования молассовой толщи — с поляницкого или воротыщенского времени; о времени проявления первой карпатской фазы складчатости на границе поляницкого и воротыщенского века или между нижне- и средневоротыщенским веками.

Следующий принципиальный вопрос касается возраста тирасской свиты (гипсоангидритового горизонта) и ее положения в разрезе как завершающей регрессию нижнего тортонна или являющейся начальной стадией верхнетортонской трансгрессии.

Все остальные разногласия, в том числе и вопрос о стратиграфическом положении калушских солей, параллелизации различных конгломератовых горизонтов (пистынских, радычских, добромильских), уже имеют более частный характер.

В настоящее время важнейшей задачей является увязка нашей схемы с теми подразделениями миоценовых моласс, которые приняты в Польше и в Румынии, а далее и составление общей единой схемы для всего Предкарпатского прогиба, на всем его протяжении.

\* \* \*

Вся миоценовая молассовая толща, слагающая Предкарпатский краевой прогиб, делится прежде всего на две части — нижние и верхние молассы исходя из того, что в ходе исторического развития прогиба

намечаются два основных этапа. В течение первого этапа формировалась и заполнялась осадками только Внутренняя зона прогиба. Внешняя зона в это время еще входила в состав платформы и не испытывала прогибания. Толща пород, которая образовалась в первый этап во Внутренней зоне (в нижнем миоцене) объединяется под общим названием нижних моласс. Второй этап характеризуется вовлечением в опускание Внешней зоны, которая, начиная с нижнего тортона, отделяется от малоподвижной платформы, начинает развиваться уже как часть прогиба и заполняется осадками. Именно эта толща, заполняющая Внешнюю зону прогиба и отлагающаяся также во Внутренней его зоне, и выделяется в основном разрезе как толща верхних моласс.

**Нижние молассы.** Разрез флишевых толщ Карпат заканчивается полянничкой свитой. Выше залегает в оротыщенская серия. В литературе она обычно фигурирует под названием соленосной свиты или формации; иногда ее называют нижней соленосной свитой. В общем виде она может быть охарактеризована как толща темно-серых, но при выветривании приобретающих светлую голубовато-серую окраску гипсоносных и соленосных глин с тонкими прослойками серых песчаников и слоями или линзами экзотических конгломератов\*. Обычно в нижней части породы сильно известковистые, а в верхней части не известковистые. Впрочем, и в нижних горизонтах встречаются прослойки не карбонатных пород, а в верхних, наоборот, известковистые. Однако, в общем, эта закономерность является довольно постоянной.

Воротыщенская серия состоит из трех свит — нижневоротыщенской, верхневоротыщенской (представленных глинами) и средневоротыщенской (песчаниковой). *Средневоротыщенская свита* (или загорская) всегда обогащена песчаниками, состоящими из экзотического материала, они известны под названием «жупных» и содержат горизонты конгломератов. Иногда (ближе к Станиславской гряде) эти экзотические конгломераты развиваются очень сильно, и, образуя сплошную толщу, замещают большую или меньшую часть глин *нижневоротыщенской свиты*. В некоторых случаях вся она сложена конгломератами. Такая толща конгломератов, замещающая глины, называется свитой слободских конгломератов (или слободской свитой). Нужно сказать, что положение в разрезе слободских конгломератов является дискуссионным. Некоторые геологи считают, что нижневоротыщенские глины не замещаются, а срезаются этими конгломератами.

*Верхневоротыщенская свита* в нормальном развитии сложена гипсоносными и соленосными известковистыми глинами с прослойками песчаников. Местами (в юго-восточной части прогиба ближе к Станиславской гряде) признаки гипсоносности в ней исчезают, количество песчаников увеличивается, они в разных количествах чередуются с глинами, а иногда даже преобладают. При достаточно большом развитии чередующихся песчаников и глин, иногда охватывающих всю верхневоротыщенскую свиту, особо выделяется добрововская свита. В этой свите на р. Прут около г. Делятина обнаружено большое количество отпечатков следов птиц, парнокопытных, а также хищников и два отпечатка следа непарнокопытных. Имеются отпечатки дождевых капель, ледяных кристаллов и т. д.

\* Этим специальным термином, давно вошедшим в литературу, обозначаются конгломераты, состоящие преимущественно из галек пород некарпатского, нефлишевого происхождения (рифейские или палеозойские филлиты, кварциты, триасовые ? доломиты, юрские известняки «штрамбергского» типа и др.). Мы считаем возможным сохранить этот термин, как показывающий сразу специфику таких конгломератов, позволяющий не отмечать каждый раз их особый состав, отличающий их от других типов конгломератов. — *Прим. ред.*

Микрофауна воротыщенской серии в последние годы изучалась Н. Н. Субботиной, Л. С. Пишвановой и Л. В. Ивановой. Комплексы фораминифер поляницкой и нижневоротыщенской свит оказались очень близкими. Это преимущественно планктонные очень мелкие формы. В верхних частях серии заметно обеднение фауны. В загорской свите микрофауны очень мало; обращает только на себя внимание наличие спикул губок. Верхневоротыщенская свита также очень бедная фораминиферами, но нередко встречаются кремневые организмы — кремневые фораминиферы, радиолярии и спикулы губок (вероятно, переотложенные, так как экологически они не совместимы с толщей соленосных глин). О возрасте воротыщенской серии по микрофауне судить трудно. Нижневоротыщенскую свиту одни авторы относят к нижнему миоцену, а другие — к верхнему олигоцену. Обычно приписываемый загорской и верхневоротыщенской свитам бурдигальский возраст разногласий не вызывает, хотя и не может считаться достаточно обоснованным.

В самых верхах воротыщенской серии появляются прослойки глин со слегка зеленоватым оттенком. Затем наблюдаются тонкие слои, имеющие едва заметную грязно-розовую окраску; породы становятся известковистыми. Это уже начало следующей — стебникской свиты. Постепенно кверху розовых тонов становится все больше и больше, они делаются более чистыми. Известковистость проявляется все заметнее.

В типичном своем развитии стебникская свита состоит из красноватых и розовых сильно известковистых глин, с большим или меньшим количеством прослоев зеленоватых и серых глин и известковистых песчаников. В одних случаях прослоев песчаников очень мало, а в других наблюдается сравнительно тонкое чередование зеленовато-серых или розовых песчаников и глин, иногда же присутствуют мощные песчаные пласты. На поверхностях песчаников нередко барельефные отливы трещин усыхания и разнообразные волноприбойные знаки. Часто развивается косая слоистость, вследствие которой в косом изломе песчаники становятся микроступенчатыми. Такие неровные микроступенчатые поверхности получили название «журчащих поверхностей» вследствие их сходства с поверхностью, отражающей неровности дна мелкого журчащего ручейка. Своей красноватой или розовой окраской свита хорошо выделяется среди других молассовых толщ. Характерной ее особенностью является также наличие небольших известковистых стяжений — «куколок» самой разнообразной, нередко весьма причудливой формы. Остатков макрофауны в стебникской свите обнаружено не было. Отметим лишь находку в самых низах этой свиты следов парнокопытных и птиц.

В ряде мест в кровле описываемой свиты устанавливается наличие пачки массивных песчаников с прослоями розовых глин. Эта пачка получила название садзавских песчаников.

Микрофауна, бедная в нижней части и представленная несколько обогащенным комплексом в верхней части разреза, отличается мелкими размерами раковин и крайней малочисленностью представителей каждого вида. Лишь изредка в большом количестве даже в виде скоплений встречаются глобигерины. Некоторые результаты изучения микрофауны стебникской свиты стали известны только в последнее время (Пишванова, 1960). О возрасте по фораминиферам ничего сказать нельзя, но всеми исследователями довольно уверенно она относится к гельвету.

Выше залегает баличская свита. Она состоит из серых, а также сизых, иногда зеленоватых глин и серых рыхлых песчаников. Глины мягкие, пластичные, обычно в большей или меньшей степени известковистые. Песчаники мелкозернистые, косослоистые, часто полос-

чатые вследствие наличия темных глинистых плагуль в косой слоистости. Они то чередуются с глинами, то образуют лишь тонкие прослойки в глинистых пачках, то, наконец, выступают более мощными пластами. Микрофауна баличской свиты близка по своему составу к стебникской. Это позволяет причислить ее также еще к гельвету.

Первоначально баличская свита (фигурировавшая под упрямственным теперь названием угерской) вместе с горизонтом *Pseudamussium denudatum* (Вялов и др., 1954) причислялась уже к верхним молассам. В дальнейшем было выяснено, что во Внешней зоне Предкарпатского прогиба, в том числе и в стратотипическом разрезе месторождения Угерско, большая часть угерской серии относится к верхнему мелу, а миоцен начинается горизонтом с *Pseudamussium corneum*. Этот последний горизонт был выделен из состава баличской свиты и получил название богородчанской свиты. Баличская свита, как отсутствующая во Внешней зоне прогиба, была причислена к нижним молассам.

С баличской свитой было связано много различных дискуссионных вопросов. Первоначально она не отделялась от стебникской свиты, иногда ее называли верхним стебником, иногда считали серой фациальной разностью стебника, развивавшейся ближе к Русской платформе; иногда эта свита или части ее фигурируют под названиями ляховецкой (В. И. Берлявский) и чаплинской (М. Я. Серова и др.).

**Верхние молассы.** Толща верхних моласс начинается богородчанской свитой, залегающей во Внутренней зоне прогиба без каких-либо следов несогласия или перерыва на баличских слоях. Во Внешней зоне прогиба богородчанская свита ложится непосредственно на мел платформенного типа, а именно, на верхнемеловые терригенные породы (песчаная журавненская фация, принимавшаяся раньше за миоцен и обозначавшаяся как угерская серия).

В богородчанский век началось опускание Внешней зоны и произошла (после длительного перерыва) трансгрессия моря. Однако это было время гораздо более медленного прогибания Предкарпатья. Мощность богородчанской свиты невелика и не превышает 100 м. Уже давно в ней была известна фауна моллюсков и крупных теребратуль. Особенно следует отметить здесь находки *Pseudamussium denudatum* Reuss. (1947 г.). Наличие этой формы позволило определить возраст свиты (выделившейся как горизонт с *Pseudamussium denudatum* Reuss.) как нижний тортон и сопоставить ее с достаточной уверенностью с тарханским горизонтом Северного Кавказа. В слоях с этими пектенами оказалось обилие фораминифер главным образом глобигерин (горизонт «К» М. Я. Серовой, 1950). Л. С. Пишвановой здесь выделен комплекс фораминифер с *Conderbulina universa* (Ogb.), имеющий большое стратиграфическое значение.

Стратиграфически важным элементом является следующая толща гипсов и ангидритов, или тирасская свита во Внешней зоне прогиба. Она разделяет две близкие по литологическому характеру песчано-глинистые толщи: 1) журавненскую фацию верхнего мела с покрывающей ее богородчанской свитой нижнего тортона и 2) галицкую серию и во многих случаях позволяет ориентироваться в разрезах. Тирасская свита — один из немногих маркирующих горизонтов, легко узнающихся при бурении. Наконец, это одна из наиболее отчетливо отражающих поверхностей, являющихся опорными поверхностями при сейсмических исследованиях. Несмотря на сравнительно небольшую мощность, гипсы рассматриваются не как горизонт внутри какой-либо другой серии, а как самостоятельная свита. При этом имеется в виду и резкое изменение условий седиментации и всего режима бассейна во

время их отложения, а также постоянство этой толщи, чрезвычайно широкое ее распространение и большое стратиграфическое значение.

Гипсы покрываются галицкой серией, мощность которой во Внешней и во Внутренней зонах прогиба мало отличается. В галицкое время Внешняя зона уже приобретает основные свойства прогиба и различия ее с Внутренней зоной стираются. Галицкая серия образована серыми и зеленовато-серыми глинами и прослоями или даже пачками неплотных серых песчаников. Однако такой ее характер далеко не остается постоянным. В ее составе местами появляются мощные песчаники и конгломераты (пистынские), а местами и угленосные пачки. На основании изучения микрофауны галицкую серию удалось расчленить на две свиты — косовскую и дашавскую и на ряд горизонтов, имеющих уже более общее, широкое значение. Правда, пока еще не доказана возможность применения для всего Предкарпатского прогиба такого дробного расчленения, разработанного первоначально для Черновицкого района. Однако на значительной площади уже удается выделять соответствующие горизонты.

Галицкая серия содержит довольно обильную и разнообразную фауну моллюсков. Обширные списки приводились еще польскими геологами, но детальной обработкой фауны никто еще не занимался и она остается неописанной. Микрофауна в большинстве горизонтов весьма обильна и обладает хорошей сохранностью. Она служит предметом изучения и характерные микрофаунистические комплексы уже удалось выделить с достаточной определенностью. Описания видов имеются лишь в отдельных работах. Определения фауны позволили установить наличие в составе галицкой серии как верхнего тортона, так и нижнего сармата (бугловского и волинского горизонтов). Более молодые слои в пределах Предкарпатского прогиба не обнаружены.

В распространении различных неогеновых толщ в Предкарпатье имеется некоторая общая закономерность — чем ближе к Карпатам, тем все более древние слои выступают на поверхности.

К самому краю Карпат примыкает полоса развития воротыщенской серии. Эта полоса уходит и под Карпаты, перекрываясь береговым Карпатским надвигом флиша. Воротыщенские слои под карпатским флишем установлены в нескольких местах бурением. Иногда они выступают среди флиша в виде тектонических полуокон или окон (например, в Биткове).

Следующая полоса сложена главным образом стебникской свитой, хотя в ее пределах появляются в ядрах синклиналей и более высокие слои. Далее намечается полоса, в которой основное распространение имеют баличские отложения.

Дальше, отделяясь от Внутренней зоны крупным надвигом большого регионального значения, начинается уже Внешняя зона прогиба. Слагающие ее верхние молассы закрыты новейшими образованиями и почти нигде не обнажаются, кроме самой юго-восточной части бассейна р. Прут.

Все перечисленные полосы протягиваются параллельно друг другу вдоль Карпат, лишь очень сильно суживаясь на крайнем юго-востоке.

Ниже приводится сводная схема подразделения миоценовых молассовых толщ Предкарпатья и их более подробная характеристика. Возраст отдельных частей разреза не может считаться установленным. Условно к нижнему миоцену отнесены отложения воротыщенской серии, к гелльвету — стебникская и баличская свиты, к тортону — богородчанская и тирасская свиты и галицкая серия и к нижнему сармату — дашавская свита.

## Нижний миоцен

### Нижние молассы

#### Воротыщенская серия

Вдоль всего подножия Карпат протягивается полоса развития гилсоносных и соленосных серых глин, давно уже описывающихся под названием подкарпатской соленосной формации. В советской литературе эта толща фигурировала под разными названиями: просто соленосная свита (Максимов и Юферов, 1950; Богданов, 1950; Кореневский, 1952), нижняя соленосная свита (Серова, 1950), нижнесоленосная свита (Путря, 1950). В сводной схеме стратиграфии миоцена Предкарпатья принято наименование воротыщенская серия.

В стратиграфическом разрезе по р. Воротыще можно достаточно отчетливо видеть ее характерные особенности и главные различия трех свит, на которые она подразделяется.

Основной составляющей частью воротыщенской серии являются темно-серые глины, при выветривании светлеющие, приобретающие голубовато-серый или сизый оттенок. Можно выделить также тонкое чередование более темных, почти черных, и несколько более светлых разностей. Глины эти очень сходны с глинами поляницкой свиты и во многих случаях граница между обеими толщами точно не может быть установлена. Главной отличительной особенностью воротыщенских глин служит появление в них гипса в виде отдельных мелких кристалликов, жилок и стяжений, а также белых выцветов соли на поверхности. С полосой распространения воротыщенской серии связаны соленые источники настолько высокой концентрации, что вода их употребляется населением для выпаривания соли. Несколько иной характер щепенки воротыщенских глин — мелкозанистой, вместо плитчатой или скорлуповатой, может также служить отличительным признаком этих глин от поляницких. Чрезвычайно сильное развитие оползней, деформированные, оплывающие обнажения воротыщенских глин также помогают наметить границу между ними и более стойкими поляницкими глинами.

Среди глин проходят многочисленные прослои светло-серых песчаников, то рыхлых мощностью от 0,5 м, иногда и больше, то более плотных плитчатых и очень тонких. Наличие этих тонких плитчатых прослоев устанавливается в большинстве случаев только по их мелкой щепенке, включенной в деформированную глинистую массу. При оплывании глин в обнажениях тонкие песчаные слои ломаются, дробятся и образуют вместе с более темными и более светлыми разностями глин брекчиевидную породу. Именно такая вторичная брекчированность соленосных глин характерна для их естественных выходов. В составе этой брекчии принимают участие и более мощные прослои неплотных песчаников, образующих неправильные песчаные линзы. В некоторых случаях наблюдаются и значительные песчаные пачки, в которых пласты песчаников разделены мощными прослоями глин.

Помимо мелкозернистых песчаников, алевролитов, встречается особый тип песчаников, фигурирующих в старой литературе под названием «жупных». Они отличаются, помимо большой крупности зерна, своеобразным составом. Жупные песчанники слагаются из зерен экзотического (не карпатского) материала. Впрочем, очевидно, тот же материал явился основой и для всех других — более мелкозернистых песчаников.

Важным элементом воротыщенской серии являются «экзотические» конгломераты. Они состоят из обломков и галек тех же пород, что и зерна жупных песчаников. Это прежде всего зеленые, серые и красные филлиты, светлые известняки, доломиты и молочно-белый кварц. В раз-

ных местах в зависимости от строения размывавшейся суши в составе конгломератов преобладают то одни, то другие породы. В ряде случаев к экзотическому материалу примешивается и карпатский флишевый материал, в частности менилитовые сланцы. Экзотические конгломераты образуют пачки или линзы, сосредоточенные, как и жупные песчаники, преимущественно в средней части воротыщенской серии. Однако, как мы увидим дальше, они не только присутствуют иногда в более низких горизонтах, но и замещают всю нижнюю часть этой серии.

Воротыщенская серия претерпевает весьма значительные фациальные изменения. Можно наметить два основных типа — бориславскую и рунгурскую фации (Вялов, 1951а). Различия между ними чрезвычайно велики. Бориславская фация развита в центральной части предгорья, а рунгурская — в юго-восточной части. Вместе с тем по-видимому, бориславская фация характеризует центральную полосу воротыщенского бассейна, сейчас приближенную к Карпатам, а рунгурская — более от них удаленную, находящуюся, наоборот, ближе к области размывавшейся суши у края Русской платформы, т. е. северную прибрежную полосу. Очевидно, существует и особая фация южной Прикарпатской окраины бассейна, но она скрыта под карпатскими надвигами.

**Бориславская фация.** В районе Борислава (рр. Воротыще, Тысьменица) разрез воротыщенской серии принимается за эталонный для бориславской фации. Здесь вся серия делится на две части — нижнюю карбонатную и верхнюю — некарбонатную. Та и другая сложены темными соленосными и гипсоносными глинами с прослоями песчаников, но нижневоротыщенские глины в большинстве случаев вскипают с соляной кислотой (хотя среди них имеются и не вскипающие слои), а верхневоротыщенские глины, как правило, на кислоту не реагируют; впрочем, некоторые прослои в них бывают в большей или меньшей степени известковистыми. Верхневоротыщенские глины заметно более гипсоносны. В них, даже в обнажениях, наблюдаются мощные пласты и линзы гипса. Так, по р. Воротыще, выше пос. Стебник, тянутся сплошные выходы загрязненных серыми глинами гипсов и отдельных пачек глин с прослоями гипса.

Экзотические песчаники и конгломераты в верхневоротыщенских глинах, по-видимому, не встречаются. Отдельные их пласты и линзы имеются в нижневоротыщенских глинах. Однако на границе нижней и верхней частей воротыщенской серии они становятся гораздо более частыми и образуют постоянные горизонты. Эта часть серии, характеризующаяся развитием экзотических («жупных») песчаников и конгломератов, была выделена в особую загорскую свиту\*.

Таким образом, воротыщенская серия в Бориславском районе состоит из нижневоротыщенской, средневоротыщенской, или загорской, и верхневоротыщенской свит.

Нижневоротыщенская свита представлена темными известковистыми и соленосными глинами с прослоями песчаников и линзами экзотических конгломератов. Средневоротыщенская свита состоит из темных известковистых и неизвестковистых глин, переслаивающихся с песчаниками, прослоев экзотических («жупных») песчаников, линз, горизонтов и пачек экзотических конгломератов (загорская свита). Верхневоротыщенская свита сложена темно-серыми неизвестковистыми гипсоносными и соленосными глинами с прослоями песчаников и пластами гипса.

\* Названа по предложению В. Г. Юрковой по хут. «За горой» на р. Воротыще.

Обычно в литературе отмечается, что воротыщенская серия залегает согласно на поляницкой и переход между ними настолько постепенный, породы так похожи, что часто бывает трудно решить, с какой из этих серий имеешь дело. Однако существующие данные говорят о том, что первая крупная карпатская фаза складчатости проявилась на границе поляницкого и воротыщенского веков.

Воротыщенские слои в ряде случаев лежат несогласно и с размывом на поляницких. В некоторых местах следы размыва подстилающих пород в воротыщенских слоях видны вполне ясно. Так, в Бориславе по р. Тысменице, сразу за линией краевого Карпатского надвига, начинается достаточно широкая полоса развития воротыщенской серии. К надвигу примыкают нижневоротыщенские глины. Они переполнены мелкими обломками светлых зеленоватых палеогеновых глин, угловатые кусочки которых на темном фоне основной породы образуют настоящую мозаику.

Экзотические конгломераты явились результатом разрушения того древнего основания, которое возвышалось над уровнем воды воротыщенского бассейна. Возвышенности, сложенные рифейскими, палеозойскими, триасовыми и юрскими породами, служили областью размыва также и в меловое и палеогеновое время. Флишевые толщи Карпатской геосинклинали вблизи области размыва теряли свой ритмичный характер и превращались в грубое нагромождение обломков — в грубый или дикий флиш, лишенный ясной слоистости. Экзотический материал, входящий в состав конгломератов воротыщенской серии, может включать как обломки непосредственно размывавшихся древних пород, так и вторично переотложенных из дикого флиша. В момент возникновения горизонтов конгломератов происходили поднятия области размыва, а в связи с этим и более интенсивное ее разрушение. Поднятия эти усиливаются в средневоротыщенское время, когда конгломератовые пачки становятся особенно мощными и широко распространенными (загорская свита). В верхневоротыщенское время колебательные движения с положительным знаком утихают, тектонический режим становится более спокойным, конгломераты в доступной для изучения полосе не образуются и возникают более благоприятные условия для спокойного отложения хемогенных осадков.

Возможно, в нижневоротыщенское время в непосредственной близости к северной области размыва отлагались сплошные грубые конгломератовые толщи (слободские конгломераты), состоящие преимущественно из экзотического материала. В настоящее время они скрыты под широкой полосой отложений стебникской свиты. С другой, южной стороны воротыщенского бассейна, берегом его являлись поднимающиеся Карпаты. Нужно думать, что и здесь в Береговой зоне, находящейся сейчас под карпатскими надвигами, отлагался более крупный обломочный материал, но уже карпатского происхождения.

Общая мощность воротыщенской серии в бориславском разрезе превышает 1500 м.

**Рунгурская фация** развита в юго-восточной части Внутренней зоны прогиба, начиная, примерно, от г. Надворная. Лучше всего характер пород и последовательность отдельных частей воротыщенской серии улавливаются в прекрасном разрезе по р. Прут, ниже г. Делятина. Этот разрез и принимается за эталонный для рунгурской фации. Кроме того, здесь, южнее, в другой полосе появляется и основная бориславская фация воротыщенской серии. Сравнение обеих фаций в одном пересечении позволяет высказать некоторые соображения о причинах их различия и об условиях формирования.

Далее, в обнажении р. Прут отчетливо устанавливается стратиграфическое соотношение между добротовской и стебникской свитами, до последнего времени бывшее дискуссионным. Разрез этот интересен еще и потому, что здесь находится, сделавшееся уже широко известным, уникальное местонахождение ископаемых следов позвоночных животных (в добротовской свите и самых низах стебникской).

Вся нижневоротыщенская свита представлена толщей экзотических конгломератов, давно уже получивших название слободских конгломератов. Они замещают всю толщу нижних соленосных глин и загорскую свиту.

Отсутствуют здесь также и верхние соленосные глины, и верхневоротыщенская свита развита в особой добротовской фации. Добротовская свита, покрываемая стебникской свитой делится на две основные части. Нижняя состоит из чередующихся серых песчаников или алевролитов и аргиллитов. Верхняя, являющаяся более глинистой, образована очень тонко переслаивающимися мергелистыми алевролитами, мергелями и аргиллитами, переходящими выше в сплошные слоистые известковистые аргиллиты и глины. Признаков соленосности и гипсоносности в этом разрезе в воротыщенской серии нет.

Свита слободских конгломератов была выделена К. Паулем и Е. Тигце в 1877 г. Она распространена от р. Быстрицы Соловьиной до Покутья. Название происходит от с. Слобода Рунгурская (к юго-востоку от г. Делятина). Это мощная толща экзотических конгломератов, состоящая из галек древних пород, чуждых Карпатам. Преобладающим элементом в большинстве случаев являются зеленые, серые и красные филлиты, кроме того, в большем или меньшем количестве присутствуют различные кварциты, желтоватые доломиты, гальки конгломерата типа «веррукано», серые штрамбергские известняки, иногда в виде крупных валунов, и молочно-белый кварц.

Я. Новаком (J. Nowak, 1937) отмечено также наличие темных и светло-красных песчаников (олдредра?) и зеленых кварцитовых песчаников. В бассейне р. Ославы им обнаружено несколько галек верхнемеловых пород. В одной из этих галек — светло-сером несколько мергелистом известняке — можно было видеть многочисленные обломки крупных раковин иноцерамов до 5 мм толщиной. По общему характеру эта порода похожа на туронские или эмшерские известняки Подолии или фридецские слои Западных Карпат (верхний мел около Цешина).

Б. Свидерским (Swiderski, 1927) указываются также обломки конгломератов с нуммулитами с серо-зеленым или красным глинистым цементом. Что же касается других галек, то серые известняки штрамбергского типа происходят из верхнеюрских отложений, а желтые доломиты может быть являются триасовыми. Они очень близко напоминают те триасовые доломиты, которые обнажаются на берегу Дуная около Измаила. Впрочем, наличие доломитов в разрезах юры, вскрытых буровыми скважинами во Внешней зоне прогиба, позволяет допускать юрский возраст доломитовых галек.

Зеленые филлиты могут быть сопоставлены по внешнему облику с зелеными сланцами окрестностей Измаила. Эти последние распространены в Добрудже. Им предположительно приписывался силурийский возраст, но сейчас их считают рифейскими. Конгломераты типа «веррукано» имеют скорее всего пермский или нижнетриасовый возраст. Филлиты являются постоянным и основным компонентом, однако в одних местах резко преобладают зеленые и серые разновидности, в других в значительном количестве появляются и красные. Из числа остальных компонентов чаще всего встречаются серые известняки, желтые доло-

миты и молочный кварц. Все другие попадаются гораздо реже, а некоторые из них отмечены только в единичных случаях.

Полный перечень пород, входящих в состав галек слободских конгломератов, был недавно опубликован М. Ю. Федущаком (1959, 1962) и О. Ф. Ткаченко (1961). Оба автора попытались также установить возраст отложений, из которых происходят те или иные гальки. Интересная схема стратификации обломочного материала экзотических конгломератов, составленная М. Ю. Федущаком, позволяет представить себе, хотя бы в общих чертах, стратиграфию размывавшейся древней Станиславской гряды.

Следует сказать несколько слов о филлитах. Обычно они считались силурийскими на основании большого сходства с толщей зеленых сланцев, развитой в Добрудже и предположительно относившейся к силуру. Анализ новых данных по Румынии (Grigoras, 1956) и по Келецко-Сандомирским горам (Самсонович, 1955), а также результаты определения спор, привели к выводу о рифейском возрасте толщи зеленых и красных филлитов. Эта толща, названная санской серией (Вялов, 1959а), слагает ядро Свентокшиского антиклинория и протягивается на территорию СССР. Ею было сложено ядро погребенной Станиславской гряды. Может быть намечена рифейская геосинклиналь и рифейская складчатая зона, протягивающаяся по крайней мере от Келецко-Сандомирских гор до Добруджи. Она примыкала к Русской платформе, а в неогене ее северная окраина вошла в состав Внешней зоны Предкарпатского прогиба.

Обычно материал конгломератов плохо отсортирован, обломки филлитов разнообразной величины как мелкие (0,5—2 см), так и крупные (до 15 см) угловатые. Известняки и доломиты всегда лучше окатанные, образуют иногда крупные глыбы (до 1,5 м). Цемент из перетертых филлитов и песчаного материала, заполняющего пространство между обломками, то зеленовато-серый, то красноватый. Общая мощность слободских конгломератов достигает 700—800 м. Еще в польской литературе существовали указания на наличие внутри толщи слободских конгломератов соленосных отложений (Б. Буяльский — Bujalski, 1930).

В дальнейшем В. В. Глушко (1957) в междуречье Прут—Лючка подразделил эту толщу на три подсвиты: 1) нижнюю конгломератовую, 2) среднюю песчано-глинистую и 3) верхнюю конгломератовую.

Примерно в этом же районе также на три аналогичные подсвиты расчленил слободскую свиту М. Ю. Федущак (1961):

1. *Нижняя конгломератовая подсвита.* Средне- и мелкогалечниковый материал со слабо выраженной слоистостью. Характерно наличие обломков флишевых пород, иногда с фауной нуммулитов и орбитов, легко объясняющиеся залеганием слободских конгломератов в бассейне р. Лючки на размытой поверхности палеогенового флиша . . . 18—25 м
2. *Средняя подсвита.* Чередующиеся кварцевые песчаники и серые соленосные глины . . . 110—120 „
3. *Верхняя конгломератовая подсвита.* Ритмично чередующиеся пласты различного гранулометрического состава, плотности цементации и окраски. Подразделяется по литологическим особенностям (снизу вверх) на гравийный, валунно-галечниковый и песчано-гравийный конгломерат . . . 400—500 м

Приведенные данные обоих авторов о расчленении разреза слободских конгломератов и, в частности, наличии песчано-глинистой соленосной толщи следует принимать во внимание при решении спорного вопроса о параллелизации слободских конгломератов. Этот разрез говорит о том, что конгломераты замещают, а не срезают нижневоро-

тыщенскую соленосную свиту. Здесь замещение не дошло до самого конца и элементы соленосной толщи еще сохранились.

Нижняя конгломератовая подсвета, включающая обломки флишевых пород, очевидно, представляет собой трансгрессивный базальный горизонт, а вместе с тем свидетельствует о значительных поднятиях в это время Станиславской гряды.

В пределах антиклинали Слободы Рунгурской давно уже установлено непосредственное налегание слободских конгломератов на менилитовые сланцы и даже на более низкие горизонты палеогенового флиша. Это дало повод некоторым исследователям говорить о тектоническом контакте и залегании конгломератов в виде покрова. Другие исследователи видели в этом фаціальное замещение конгломератами не только соленосной толщи, но и поляницкой свиты и даже менилитовой серии. Действительно, иногда даже породы менилитовой серии в значительной мере замещаются конгломератами, однако это еще не дает права причислять их к свите слободских конгломератов, название которых мы применяем только для конгломератов, развитых в нижневоротыщенской свите. Налегание слободских конгломератов на разные горизонты палеогенового флиша в ядре антиклинали Слободы Рунгурской является результатом несогласия и срезания структур, образовавшихся в предворотыщенскую (первую карпатскую) фазу складчатости (Вялов и др., 1954).

В литературе довольно часто встречается название трускавецкие конгломераты, введенное Б. Кропачеком (Kropaczek, 1919в). Типом их являются экзотические конгломераты Бабиной горы и горы Глориетты (около Трускавца). Нередко это название считается синонимом слободских конгломератов. Однако между ними имеются некоторые принципиальные отличия. Трускавецкие конгломераты не слагают сплошной толщи, а представляют собой отдельные линзы, горизонты или пачки внутри средневоротыщенской (загорской) свиты. Слободские конгломераты образуют сплошную мощную толщу, замещающую не только загорскую, но и всю нижневоротыщенскую свиту (или большую ее часть), т. е. являются не только фаціальными, но и стратиграфической единицей. Далее в состав трускавецких конгломератов входит не только экзотический, но и карпатский материал, в частности менилитовые сланцы. Слободские конгломераты состоят из материала, чуждого Карпатам.

В различных дискуссиях высказывалось мнение, что термин трускавецкие конгломераты должен быть вообще упразднен, как не имеющих стратиграфического значения.

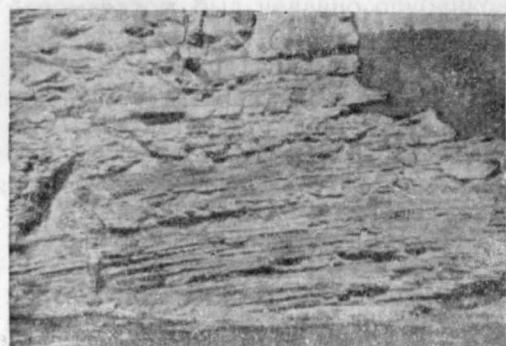
Можно считать возможным для обозначения фации, удаленной от северной суши и характеризующейся наличием карпатского материала, оставить название трускавецкой фации конгломератов в отличие от северной слободской фации, лишенной этого материала.

Добровотская свита. Название добровотские\* слои было предложено К. Паулем и Е. Титце (Paul, Tietze, 1877) для толщи песчаников и глин, обнажающихся на р. Прут (см. рис. 42). Выделение ее аналогов в других частях прогиба производилось по-разному, а вопрос о ее соотношении с другими толщами вызвал большую дискуссию. Еще в 1947 г. в своей сводной работе Г. Свидзинский (Swidzinski, 1947) писал, что стратиграфическое положение добровотских слоев до сих пор еще надлежащим образом не выяснено.

Под добровотской свитой понимается особая песчано-глинистая фация верхневоротыщенской свиты, характеризующаяся значительным

\* с. Добровот на р. Прут, около г. Делятина.

развитием чередующихся песчаников и алевролитов с подчиненным количеством аргиллитов в нижней части и преобладанием известковистых глин или аргиллитов с мергелистыми прослойками в верхней части. В типичном своем виде добротовские слои лишены признаков соленосности и гипсоносности, хотя в некоторых случаях гипс отсутствует. Разрезы добротовской свиты не остаются постоянными. В зависимости от степени удаленности от области размыва она представлена то более, то менее грубыми фациями. Это достаточно отчетливо видно даже при сравнении разрезов северного и южного крыльев Слободской антиклинали. На основании изучения разреза добротовской свиты на южном крыле Слободской антиклинали можно разделить ее на две основные части: нижнюю — песчано-алевролитовую и верхнюю — алевроито-глинистую.



*Нижняя подсвита* состоит преимущественно из алевролитов и мелкозернистых песчаников с прослоями в большей или меньшей степени алевроитистых аргиллитов. Мощность подсвиты около 500 м. По соотношению различных компонентов и по мощности песчаных слоев или пачек, а также по известковистости и наличию более грубого материала она может быть подразделена на четыре части (снизу вверх):

1. Мощные массивные песчаники, разделенные небольшими пакетами чередующихся алевролитов и аргиллитов; присутствуют в заметном количестве крупнозернистые песчаники и даже гравийники; имеются прослои красновато-коричневых алевролитов и аргиллитов. Породы неизвестковистые.
2. Чередование пачек массивных песчаников и пачек переслаивающихся алевролитов и аргиллитов. Породы то вскипают, то не вскипают с кислотой.
3. Более или менее равномерное чередование алевролитов и аргиллитов с отдельными более мощными прослоями алевролитов или мелкозернистых песчаников. Породы вскипают с кислотой.
4. Мелкозернистые песчаники или алевролиты, образующие слои от 5 до 100 см, с прослоями аргиллитов (2—20 см). Породы вскипают с кислотой.

Рис. 42. Обнажения добротовской свиты (р. Прут)

*а* — низы свиты; *б* — скала Сфинкс; *в* — «закрутыши» в основании слоя песчаника (явление подводного оползания осадка). Фото О. С. Вялова

Рис. 42. Обнажения добротовской свиты (р. Прут)

Рис. 42. Обнажения добротовской свиты (р. Прут)

*Верхняя подсвита* отличается, во-первых, тонкой слоистостью и, во-вторых, присутствием, в особенности в верхней части, большого количества аргиллитов или глин. Кроме того, здесь присутствуют мергели, а мощные прослои песчаников или алевролитов занимают подчиненное положение. Эта подсвита, мощность которой составляет около 250 м, отчетливо разделяется на две части.

1. Тонкопереслаивающиеся плитчатые мергелистые алевролиты, алевролитовые мергели и аргиллиты в большей или меньшей степени мергелистые.
2. Темно-серые слоистые известковистые глины с очень тонкими прослойками мергелистых алевролитов. Среди них иногда появляются мощные пласты песчаников.

На северном крыле Слободской антиклинали добротовская свита отличается большей грубостью материала. В нижних ее частях много прослоев гравийников и даже мелкогалечных конгломератов, а в верхней части песчаники и алевролиты, образуя более мощные слои, резко преобладают над аргиллитами или глинами, так что ни пачка плитчатых алевролитов и мергелей, ни пачка серых глин не могут быть выделены.

Условно и здесь разрез можно подразделить на две части — нижнюю и верхнюю добротовские подсвиты. Нижняя может быть названа песчаной, а верхняя — глинисто-песчаной. Кроме того, в каждой из них выделяется по две пачки. Общее деление таково:

- 1) толстослоистые песчаники и алевролиты с прослоями конгломератов, гравийников и красноватых алевролитов,
- 2) толстослоистые песчаники без этих прослоев, с большим количеством прослоев глинистых алевролитов и аргиллитов;
- 1) чередующиеся песчаники, алевролиты и, в подчиненном количестве, аргиллиты (внутри пачка тонкослоистая),
- 2) песчаники и алевролиты с заметным количеством прослоев более мягких глинистых пород (в самых верхах они становятся преобладающими).

Сравнение разрезов обоих крыльев показывает непостоянство характера добротовской свиты и достаточно сильные изменения ее состава в зависимости от степени удаления от области размыва. Это не позволяет дать общее детальное подразделение добротовской свиты по литологическим признакам для всех районов ее развития. Можно только говорить, что вообще нижняя ее часть более песчаная, а верхняя более глинистая. Точные же сопоставления отдельных частей добротовской свиты в разрезах весьма затруднительны.

В других местах добротовская свита имеет такой же общий характер, причем всегда нижняя часть является более песчанистой.

Прекрасные ее обнажения имеются на левом берегу р. Быстрицы Надворнянской около Надворной. Здесь также широко развиты самые разнообразные гастроглифы\* на нижних поверхностях песчаников и закрутыши, то совершенно обособленно лежащие в подстилающем песчаник глинистом (или песчано-глинистом) слое, то связанные, спаивающиеся с узорными барельефами подошвы песчаника. В большом количестве имеются и волноприбойные знаки.

Хорошо обнажена верхняя часть добротовской свиты у с. Жураки на р. Лукавец Великий к северу от с. Старуни. Здесь в северном крыле пологой синклинали, ядро которой сложено породами стербникской свиты, выходит песчано-глинистая толща. Она состоит из тонко чере-

\* Своеобразные барельефы — знаки внедрения, развитые на нижних поверхностях пластов песчаников и алевролитов, отличающиеся оригинальной скульптурой с очень сложной кривой и закрученной внутренней слоистостью, очевидно, вследствие подводных оползаний еще свежего осадка.

дующихся серых глин и алевролитов с подчиненными очень тонкими прослоями неровноплитчатых песчаников и отдельными, довольно редкими, выступающими слоями песчаников (до 10 см). Эти пачки преимущественно глин и алевролитов разделяются пластами (0,5—1,5 м) слюдистых песчаников. Обычно песчаники в основании массивные, выше правильнослоистые, плитчатые, а в кровле при переходе в алевролит косо- и запутаннослоистые, вследствие чего образуют очень оригинальные поверхности выветривания. Ниже песчаного пласта нередко встречаются перекрученнослоистые закрутыши. Более тонкие песчаники неровнослоистые, с характерными «журчачими» поверхностями. Волноприбойные знаки и мелкие, и очень крупные весьма обычны, причем не только на поверхности, но и внутри слоя. Это самые верхи добротовской свиты, так как сразу выше начинается стебникская свита. Здесь мы уже не видим сплошной глинистой пачки, но все же глины, переслаивающиеся с алевролитами, имеют довольно большое развитие.

Касаясь некоторых особенностей пород добротовской свиты, необходимо прежде всего отметить, что несмотря на обилие иероглифов вообще, ни разу не были встречены биоглифы (если не считать отпечатков следов позвоночных — птиц, парнокопытных и хищников). Следы ползания червей (вермоглифы) отсутствуют совершенно. Быть может это связано с наличием в добротовском бассейне неблагоприятных условий для развития придонных животных, в частности аннелид. Основной верхневоротыщенский бассейн был сильно осолонен (верхние соленосные глины) и в нем вообще совсем (или почти совсем) не было никаких организмов. Добротовская часть бассейна, вероятно, отличалась меньшей соленостью воды, но все же и здесь такие организмы, как морские черви, погибшие при первом резком засолонении в нижневоротыщенское время, в условиях замкнутого бассейна не могли появиться. Животные же, попадающие из опреснявших лагуну речных артерий, не могли здесь существовать вследствие повышенной по сравнению с нормальной для них соленостью.

Из органических остатков в добротовской свите мы встречаем только растительный детрит, снесенный с берега. Среди этого детрита иногда можно видеть остатки осок, но вообще он является неопределимым. Кроме того, в нижней части свиты в большом количестве были обнаружены следы парнокопытных и птиц, а также следы хищников (из семейства кошек) и отпечатки копыт анхитерия (Вялов и Флеров, 1952, 1953, 1954; Вялов, 1960а, Хижняков, 1954). Следы животных, заходивших сюда с суши, свидетельствуют о совершенно незначительной глубине бассейна и о частом отливе воды, обнажавшем прибрежную часть бассейна. Очевидно, в этих местах плоское дно совершенно незаметно переходило в столь же плоскую прибрежную равнину и малейшие колебания приводили к сильным изменениям положения береговой линии. Здесь возможны и эпизодические ветровые отливы воды, подобные тем, которые, например, в настоящее время обнажают на несколько дней участки плоского дна у северо-западного побережья Каспийского моря.

Следы позвоночных встречаются от самых низов до верхней части нижнедобротовской подсвиты. Это свидетельствует о единообразии условий в течение всего этого времени. Кстати, следы парнокопытных и птиц были найдены и в самых низах стебникской свиты, в том же разрезе по р. Прут.

Изучение отпечатков следов парнокопытных (Вялов и Флеров, 1952) позволило прийти к выводу, что почти все они принадлежат полорогим газелям (типа современных джейранов). Имеются как собственно следы — вдавленности на верхней поверхности слоя, так и их

негативные отливы — барельефы на нижней поверхности покрывающего слоя. Отпечатки следов позвоночных животных в третичных отложениях представляют чрезвычайную редкость. Массовое нахождение их известно только в одном обнажении в миоценовых отложениях около с. Ипойтарноц в Венгрии, к северу от г. Будапешта (Вялов и др., 1961). Заметим, что из нижнего миоцена Предкарпатского прогиба в Румынии также описывались отдельные находки следов парнокопытных и птиц. Обилие и нередко прекрасная сохранность следов позвоночных в добротовских слоях на р. Прут заставляет считать это местонахождение уникальным и заслуживающим специальных раскопок и изучения. Сведения о них вошли уже в сводки о следах жизнедеятельности (Lessertisseur, 1955). Из других примечательных особенностей отмечается большое количество волноприбойных знаков, которые, правда, являются обычным образованием, часто встречающимся в прибрежных отложениях. Но здесь они очень обильны, разнообразны и хорошо выражены. Наблюдаются они как на верхней поверхности песчаников и алевролитов, так и внутри слоев, так что песчаные горизонты иногда расслаиваются по поверхности волноприбойных знаков. Можно встретить вдавленные следы (позитивы) парнокопытных на волноприбойных знаках. Эти последние то имеют вид мельчайшей ряби, то образуют широкие волны (до 20 см), иногда обладают сложным строением вследствие пересечения волнообразного направления.

Еще одной характерной особенностью является развитие на нижних поверхностях пластов песчаников и алевролитов гастроглифов. Иногда отдельные закрученные элементы отрываются от основного слоя и образуют обособленные «закрутыши», включенные в подстилающий слой. Они бывают то неправильно округлые, то веретенообразные с поперечной морщинистостью, то вообще самой причудливой формы. Интересно, что в отличие от флишевых толщ, в которых также нередко наблюдается закрученная слоистость (сингенетическая псевдоскладчатость), в добротовских слоях она развивается в большинстве случаев не в верхней части песчаников, а в их подошве.

Отметим еще наличие отпечатков и барельефных отливов дождевых капель и очень любопытных косых крестообразных углублений, которые на первый взгляд могут быть приняты за следы птичьих лапок. Эти псевдоследы, встречающиеся иногда во множестве на поверхности аргиллитовых или глинисто-алевролитовых плиток, может быть представляют собой следы ледяных кристаллов. При промерзании тонкого слоя воды до дна, замерзала и та вода, которая пропитывала верхний слой осадка, образовывались следы кристаллов льда, сохранившиеся после оттаивания, и, подобно следам дождевых капель, в ненарушенном виде перекрывающиеся затем новым осадком.

Несомненно, добротовская свита представляет собой северную прибрежную фацию верхневоротыщенской свиты, так же как и слободские конгломераты являются прибрежной фацией отложений нижневоротыщенского бассейна. Переход от центральных соленосных фаций к этим прибрежным совершался постепенно, так что в переходной части должны быть языки более грубого материала среди соленосной толщи. Эти языки, увеличиваясь в количестве и в мощности, ближе к северной области размыва сливаются в сплошную толщу слободских конгломератов внизу и добротовских пород вверху. Таким образом, в переходной части должны присутствовать отдельные пачки добротовского типа — более правильно, ритмично чередующиеся песчаники, алевролиты и аргиллиты, лишенные признаков засоления вследствие большей близости к полосе влияния опресняющих материковых вод. Наличие таких отдельных пачек — элементов добротовской фации, еще не

дает права называть всю толщу добротовской. Только когда они становятся преобладающими, можно говорить о добротовской свите.

Общая закономерность строения воротыщенской серии в северной рунгурской фации заключается в уменьшении грубости материала — от слободских конгломератов, через преобладающие песчаники в нижнедобротовской подсвите к преимущественно глинистой верхней добротовской подсвите. Это объясняется, очевидно, постепенным изменением рельефа области северной суши. В ниже- и средневоротыщенское время существовал горный, сильно расчлененный рельеф; происходил глубокий его размыв с выносом грубого обломочного материала горными реками и временными селевыми потоками, и образовании сплошного галечникового шлейфа в краевой части бассейна. Постепенное нивелирование суши, в области которой положительные колебательные движения хотя и продолжают, но имеют сравнительно меньшую амплитуду и чаще прерываются в нижнедобротовское время. Наконец, уже довольно сильно сглаженный рельеф, обуславливающий вынос только тонкого глинистого материала, с эпизодическими поднятиями (в моменты появления отдельных песчаных пластов) — в верхнедобротовское время; некоторое обновление поднятий и снова сглаживание рельефа — в стебникское время. Развитие процесса нивелировки северной суши, а в то же время все уменьшающаяся тенденция к поднятиям, приводит, наконец, к полному ее уничтожению, к появлению тенденции к погружению и к трансгрессии в область этой суши в богородчанский век, а в галицкое время — и к глубокому погружению, превращению ее в часть краевого прогиба.

Вопрос о возрасте воротыщенской серии не решен окончательно.

В пределах территории СССР в воротыщенской серии остатков моллюсков не было встречено. Обычно при попытке установления ее возраста делаются ссылки на находку бурдигальских пектенид в Румынии, в конгломератах Бреду, рассматривающихся как стратиграфические аналоги слободских конгломератов. Впрочем, как было разъяснено румынскими геологами, бурдигальские пектениды были найдены не в самих конгломератах Бреду, а в прослоях и линзах конгломератов, находящихся в нижележащих слоях Корну. Эти слои следует рассматривать как аналоги воротыщенской серии. Список пектенид приводится следующий: *Pecten foronensis* Der. et Rom., *P. beaudanti* Bast. и *P. pseudobeaudanti* Der. et Rom.

Изучение новых сборов подтвердило вывод о бурдигальском возрасте слоев.

Можно говорить с достаточной определенностью о том, что какая-то часть воротыщенской серии имеет бурдигальский возраст. В отношении средне- и верхневоротыщенской свит такой вывод обычно сомнений не вызывает. Основной спорный вопрос заключается в определении возраста нижневоротыщенской свиты и в установлении стратиграфического положения слободских конгломератов.

Все микропалеонтологи сходятся на том, что по фауне фораминифер точно установить возраст нижневоротыщенской свиты нельзя. В отношении поляницкой свиты не возникает сомнений в ее олигоценном возрасте. Комплексы микрофауны в поляницкой и нижневоротыщенской толщах в принципе одинаковы, только во второй из них фауна более обедненная и чем выше, тем все беднее она становится.

Однако из числа микропалеонтологов Н. Н. Субботина и Л. С. Пишванова относят нижневоротыщенскую свиту к верхнему олигоцену, а Л. В. Иванова — к нижнему миоцену. Впрочем, Л. В. Иванова (1956) также пишет, что по видовому составу фораминифер нет оснований для отнесения нижневоротыщенской и поляницкой свит к отложениям раз-

ного возраста. Причисляет же она нижневоротыщенскую свиту к миоцену не по микропалеонтологическим данным, а по геологическим соображениям.

Среди геологов также имеются сторонники объединения поляницкой и нижневоротыщенской свит и отнесения их к верхнему олигоцену. К их числу принадлежат В. В. Глушко (Субботина, Глушко и Пишванова, 1955), В. Г. Корнеева (1959).

В. Н. Утробин также стоит за объединение обеих свит, но в отличие от других авторов относит их к миоцену. Это его мнение было высказано на стратиграфическом совещании в 1959 г. Мысль о принадлежности к миоцену поляницкой (или космачской) свиты в целом или верхней части и раньше появлялась в литературе (Муратов, 1949; Маслакова, 1955).

Представление о необходимости объединения поляницкой и нижневоротыщенской свит, получившее сейчас довольно широкое распространение, основывается на общности комплексов микрофауны, на большом литологическом их сходстве, на, якобы, постепенности перехода и невозможности проведения точной границы между ними. При этом забывается и тот момент, что все-таки поляницкая свита не соленосная, а нижневоротыщенская — соленосная. Кроме того, является ли переход между ними совершенно постепенным — судить трудно. Повсюду, где поляницкие отложения Береговой скибы Карпат соприкасаются с воротыщенскими отложениями прогиба, они отделены тектоническим контактом — краевым надвигом Карпат на Предкарпатский прогиб, а значит имеется только видимость постепенного перехода. Нормальные контакты пока еще неизвестны. Речь может идти только о нормальных контактах, вскрытых бурением. Но можно ли быть уверенным в нормальном контакте по керну в условиях, когда та и другая толща голубовато-серая (или темно-серая) глинистая и в общем по литологическому составу сходная. Такое сходство, очевидно, объясняется тем, что при образовании воротыщенской толщи в прогибе материал поступал в значительной мере из размывавшейся поляницкой свиты. Общее литологическое сходство еще не основание для объединения. Гораздо большее сходство в этом отношении поляницкая свита имеет с лопянецкой свитой — именно с ней она долгое время смешивалась и на картах показывалась одним цветом.

По мнению О. С. Вялова, поляницкая и нижневоротыщенская свиты ни в коем случае не могут быть объединены. Поляницкая серия, тесно связанная с менилитовой, относится еще к флишевой формации и образовалась в эпоху геосинклинального доскладчатого развития. На границе поляницкого и воротыщенского времени произошла основная складчатость (первая карпатская фаза). Именно эта граница является переломным моментом в истории развития Карпат. Закончился геосинклинальный этап, геосинклиналь замкнулась. Начинается формирование краевого прогиба и образование молассовых толщ. Вся воротыщенская серия — единая уже не принадлежит к флишевой формации. По возрасту поляницкая свита относится к верхнему олигоцену, а нижневоротыщенская свита (как и вся воротыщенская серия) — к нижнему миоцену.

Отнесению поляницкой свиты к миоцену противоречат микрофаунистические данные. Наибольшее сходство микрофауна обнаруживает с хадумским (т. е. даже нижнеолигоценным) комплексом фораминифер Северного Кавказа (Мятлюк, 1950; Субботина, Глушко и Пишванова, 1955; Субботина, 1960). Наблюдается преемственная связь с микрофауной более низких горизонтов карпатского палеогена (Субботина, 1960). Если микрофауна вследствие резкого преобладания новых видов

и не дает точных указаний на возраст поляницкой свиты, то во всяком случае не противоречит отнесению ее к верхнему олигоцену (Иванова, 1956). Примесь миоценовых элементов весьма небольшая — всего 6 видов, приведенных Л. В. Ивановой (1956) и даже не упоминаемых ни в монографии Н. Н. Субботиной (1960), ни в совместной статье Н. Н. Субботиной, Л. С. Пишвановой и Л. В. Ивановой (1960).

Бурдигальский возраст воротыщенской серии принимается всеми на основании наличия бурдигальских пектенид в южной Румынии, в слоях, являющихся аналогами какой-то части этой серии (слободских конгломератов, как обычно считают).

Было бы менее естественно относить часть единой воротыщенской серии к олигоцену, а часть к миоцену. С другой стороны, естественнее допустить, что крупный исторический рубеж — тектоническая фаза и начало нового этапа развития приурочен к крупной возрастной границе, т. е. к границе палеогена и неогена, но не проходит внутри позднего олигодена. Поэтому, конечно, с некоторой долей условности первые осадки нового этапа — нижневоротыщенские — отнесены уже к миоцену.

Дискуссионным вопросом является параллелизация толщи слободских конгломератов. Сейчас существуют две схемы параллелизации.

Согласно одной из них (Глушко, 1957; Корнеева, 1959; Пишванова, 1960 и др.), слободские конгломераты соответствуют только загорской (средневоротыщенской) свите. Отсутствие соленосных нижневоротыщенских глин в юго-восточной части прогиба (бассейн р. Прут и др.) объясняется срезанием их слободской свитой, залегающей несогласно непосредственно на палеогеновом флише. Основная фаза складчатости считается предсредневоротыщенской (предзагорской). Поляницкие и нижневоротыщенские отложения связаны постепенным переходом и по первой схеме должны быть объединены.

Во второй схеме (Вялов, 1951а; Вялов и др., 1954; Иванова, 1956; Федущак, 1961) слободские конгломераты рассматриваются как грубая прибрежная фация, замещающая ближе к северной Станиславской гряде не только среднюю воротыщенскую (загорскую) свиту, но и свиту нижневоротыщенских соленосных глин. Отсутствие этих глин в юго-восточной части прогиба объясняется замещением их слободскими конгломератами. Эти конгломераты залегают несогласно на палеогеновом флише; точно так же несогласно залегают в других местах соответствующие им нижние соленосные глины. Основная фаза складчатости считается предворотыщенской — предслободской. Поляницкая и нижневоротыщенская свиты разделены этой фазой складчатости и не могут быть объединены в одну свиту.

В пользу второй схемы говорят следующие общие соображения.

Воротыщенский бассейн, вытянутый вдоль подножия Карпат, замыкающийся на северо-западе, но продолжающийся далеко на юго-восток и затем на юг в пределах Предкарпатья был ограничен двумя возвышенными областями сноса. Одной такой областью являлась поднимающаяся горная система Карпат, а другой — северо-восточной — Станиславская гряда. В воротыщенском бассейне должны были существовать три основные фациальные зоны — центральная и две краевые, приближенные к обеим областям сноса — Карпатам и Станиславской гряде. Характера осадков южной прибрежной полосы мы не знаем, так как она скрыта под краевым Карпатским надвигом. Можно думать, что в ней развиты грубые образования, состоящие из карпатского материала. В центральной полосе, естественно, отлагались наиболее тонкие осадки — преимущественно глины. В северной прибрежной полосе разрез воротыщенской серии сложен также более грубыми отложениями —

слободскими конгломератами и добротовскими слоями (рунгурского типа разреза). В непосредственной близости к гряде отлагалась сплошная толща конгломератов. Чем дальше от нее, тем менее грубым становился кластический материал и к центру бассейна происходит постепенный переход к глинам (бориславский тип разреза). Конечно, подвижная Станиславская гряда в результате колебательных движений испытывала отдельные поднятия и в эти моменты усиливалась эрозия, грубый материал выносился дальше, чем в моменты менее интенсивного размыва. Поэтому в толще осадков образовывались языки более грубых отложений — конгломератов, заходивших дальше на юг и чередовавшихся с песчаными или глинистыми пачками. Таким образом, в разных местах должны быть разные разрезы — у берега сплошная конгломератовая толща, несколько дальше чередование конгломератов, гравийников и песчаников, затем среди них отдельные глинистые пачки, которые дальше на юг (к центру бассейна) увеличиваются в количестве и в мощности. Еще южнее остаются только отдельные песчаниковые и конгломератовые горизонты — наиболее длинные хвосты конгломератов. Наконец, вероятно, и они исчезают.

Мелкие колебания гряды, обуславливавшие чередования горизонтов различного состава, происходили на фоне более значительных и устойчивых ее поднятий, постепенно нараставших к средневоротыщенскому времени и в это время бывших наиболее интенсивными. В верхневоротыщенское время поднятия и, соответственно, размыв становятся уже менее заметными. Именно поэтому средневоротыщенская (загорская) свита даже в центральной части бассейна выделяется среди нижних и верхних соленосных глин своей большой песчаностью — кластический материал в это время проникал особенно далеко на юг. Добротовская же свита даже в прибрежной полосе, слагалась не конгломератами, а песчаниками.

Нижневоротыщенская свита, таким образом, по мере приближения к северной области сноса сначала в большей или меньшей степени (причем верхняя ее часть в большей степени), а затем и целиком, или почти целиком, замещалась конгломератами. Там, где замещение не охватило ее целиком, под конгломератами присутствуют соленосные глины и песчаники, чередующиеся с конгломератами.

Выше была приведена схема более подробного деления слободской свиты по В. В. Глушко (1957) и М. Ю. Федущак (1961). Оба автора выделили среднюю подсвиту — песчано-глинистую, соленосную. Она лежит между пачкой конгломератов основной свиты и основной мощной толщей верхних конгломератов, покрывающихся добротовскими слоями. Эта соленосная пачка, с которой связаны сильно соленые источники, и является еще незамещенным остатком нижневоротыщенских соленосных глин. Ее наличие среди конгломератов может рассматриваться как доказательство замещения, а не срезания глин слободскими конгломератами.

Таким образом можно считать, что слободские конгломераты замещают как песчано-глинистую (или иногда более грубую) загорскую свиту, так и нижневоротыщенскую свиту соленосных глин. Они лежат несогласно на палеогеновом флише. Это признано всеми. Отсюда вывод — основная тектоническая фаза имела место перед отложением слободских конгломератов. Рассматривая эти конгломераты как нижне- и средневоротыщенские, следует считать основную или первую карпатскую фазу складчатости — предворотыщенской.

Итак, поляницким временем заканчивается геосинклинальный этап развития Карпат.

Верхнеолигоценовая поляницкая свита — и соответствующая ей часть кросненской серии — последняя толща, относящаяся еще к флишевой формации. На границе поляницкого и воротыщенского времени происходит резкий перелом в истории развития. После первой карпатской фазы складчатости (предворотыщенской) начинается новый этап. Возникает Предкарпатский краевой прогиб и образуется молассовая толща. Вся воротыщенская серия, относящаяся к нижнему миоцену, принадлежит уже к молассовой формации. Слободские конгломераты являются прибрежной фацией ниже- и средневоротыщенской свит.

### ГЕЛЬВЕТСКИЙ ЯРУС

**Стебникская свита.** Как самостоятельная стратиграфическая единица, стебникская свита была выделена впервые Р. Зубером (Zuber, 1882) под названием «красных сланцев». Термин «стебникские слои» введен в 1927 г. К. Толвинским (Tolwinski, 1927a). Г. Сизанкур (Cizancourt, 1929a) выделил в дальнейшем под названием баличских слоев толщу песчано-глинистых пород, лежащую выше розовых мергелей (стебникских) и лишенную розовой окраски.

Польскими геологами стебникская свита иногда делилась на две части — нижнюю и верхнюю и под верхним стебником понимались баличские слои.

Большая часть исследователей расчленяет с достаточной определенностью розовую стебникскую свиту и лежащую выше нее баличскую свиту; из состава последней в самостоятельную богородчанскую свиту выделены слои с нижнетортонской фауной моллюсков и особым комплексом фораминифер. Стебникская свита связана постепенным переходом с подстилающей воротыщенской серией. Ее характерной отличительной особенностью являются розовая или красноватая окраска и известковистость входящих в ее состав пород. В переходной части между обеими толщами голубовато-серая окраска, свойственная воротыщенским соленосным глинам (и глинам верхней добротовской под-свиты), сменяется в отдельных прослоях серо-зеленоватой, охватывающей постепенно все большее количество слоев. Породы становятся все более известковистыми. Появляются редкие прослойки с едва заметным сначала, но чем дальше, тем более отчетливым грязно-розовым, слегка красноватым или лиловым оттенком. Это уже начало стебникской свиты.

В типичном своем виде стебникская свита представлена красноватыми и розоватыми сильно известковистыми глинами с большим или меньшим количеством прослоев зеленоватых, серых, иногда розовых, известковистых слюдястых песчаников и алевролитов. Кроме того, имеются прослой зеленоватых известковистых глин. Местами песчаники и зеленоватые глины занимают совершенно подчиненное положение, местами же наблюдается тонкое их чередование с красными и розовыми глинами. Нередко эти последние по своему характеру приближаются к мергелям. Бывают случаи значительного развития слоев песчаника, достигающих мощности до 1 м. В таких песчаниках наблюдается косая и даже запутанная слоистость. Поверхности песчаников в косом изломе становятся вследствие наличия запутанной слоистости микро-ступенчатыми. Такие «журчащие» поверхности очень характерны для разных мест распространения стебникской свиты. Отмечаются трещины усыхания и переплетающиеся барельефные отливы их в подошве лежащего выше слоя песчаника, а также различные волноприбойные знаки.

В различных районах, но далеко не повсеместно, в стебникской свите встречаются своеобразные белые известковистые стяжения («куколки») до 1—2 см диаметром (редко больше).

В самых нижних горизонтах в разрезе р. Прут были обнаружены отпечатки следов парнокопытных (газелей), аналогичные тем, которые в большом количестве найдены в добротовской свите того же Прутского разреза, а также отпечатки следов крупных птиц.

В общем, можно различать более грубые фации, с заметным преобладанием песчаников и гравийников (вырвинская фация, например в окрестностях Добромила), далее глинисто-песчаные надворнянские фации, с чередующимися примерно в одинаковом количестве песчани-

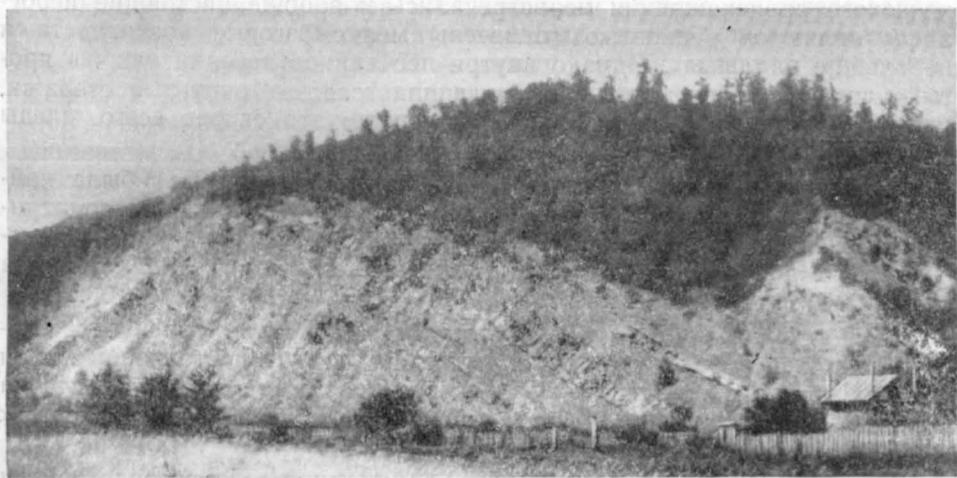


Рис. 43. обнажение пород стебникской свиты в окрестностях г. Надворной. Фото Н. Р. Ладыженского

ками и глинами (например, разрез у г. Надворная) и глинистые фации, в которых тонкие прослой песчаников занимают подчиненное положение. Именно глинистая (или мергельно-глинистая) считается для стебника наиболее обычной основной фацией. Особо следует отметить появление в разных частях стебникской свиты голубовато-серых соленосных глин, по внешнему виду неотличимых от воротыщенских глин. Это так называемый голубой стебник (Вялов и др., 1961).

Приведем краткую характеристику некоторых разрезов стебникской свиты (рис. 43).

Громадное прекрасное ее обнажение находится близ г. Надворная на левом берегу р. Быстрицы Надворнянской. Здесь наблюдается чередование пестрых известковистых глин и известковистых песчаников.

1. Глины розоватые и красновато-серые, зеленовато-серые и серые. Часто даже в тонких глинистых слоях наблюдается чередование разных оттенков — тонкая пестрая полосчатость. Мощность отдельных слоев 3—15 см изредка больше.

2. Песчаники сильно слюдястые, тонкослойные, светло-серые, зеленоватые и розоватые, с зеленоватой пленкой на нижней поверхности. В тонкочередующихся пачках мощность их тоже 3—20 см, часто встречаются более толстые слои — до 1 м, а в единичных случаях и до 5 м. Однако толстые пласты не являются постоянными — можно видеть, как они начинают расчленяться на несколько слоев вследствие появления

все расширяющихся глинистых прослоев, а затем дальше по падению постепенно вообще переходят в пачку тонкочередующихся песчаников и глин. Иногда песчаники образуют сравнительно короткие линзы (1,5—2 м) мощностью 15—20 см. В верхней части толщи количество слоев песчаников и их мощность увеличиваются.

Нередки включения глинистой гальки плоской, красноватой, зеленоватой и серой (до 2 см диаметром, редко больше), происходящей из этой же свиты и свидетельствующей о внутрiformационном размыве в начале ритмов. Обычно глинистые галечники легко разрушаются и остаются только следы их в виде ячеистой нижней поверхности песчаников. Часто встречаются барельефы трещин усыхания и волноприбойные знаки преимущественно широкие и пологие. Иероглифы органического происхождения не встречались и вообще настоящие иероглифы являются редкостью (отмечены мелко мозговые поверхности и небольшие наплывы). Однако внутри песчаников нередко как бы протыкающие их перпендикулярно к напластованию округлые стержни, иногда красные в зеленой основной породе; это скорее всего следы червей.

В описываемом обнажении А. В. Хижняковым (1954) была найдена плитка алевролита с двумя следами парнокопытных, рассматривавшихся как принадлежащие разным животным: один след — представителю полорогих (Ovinae), а другой — представителю семейства свинообразных (Suidae).

Стебникская свита в окрестностях г. Надворная образует веерообразную пережатую прямую синклиналь, и крутоставленные слои в обоих крыльях опрокинуты. Очень своеобразна стебникская свита на крайнем северо-западе (грубая вырванная фация) — в обнажениях р. Ясенка между Хыровым и Добромилом.

На гипсоносных вортыщенских глинах лежит толща чередующихся красноватых глин и песчаников, часто грубозернистых, переходящих в гравийники (с экзотическим материалом). Песчаники несколько преобладают над глинами. В самых низах красноватых оттенков мало. Эта нижняя часть стебникской свиты, характеризующаяся более тонким чередованием. Верхняя ее часть состоит из мощных пластов (1—5 м) серых песчаников, иногда грубозернистых, со струйками гравия, даже переходящих в гравийники, с промежуточными прослоями (5—10 см) красноватых глин. Изредка появляются небольшие пачки (около 1 м) чередующихся песчаников, алевролитов и глин. Песчаники здесь резко преобладают. Сложная форма слоистость в песчаниках довольно часта. Встречены также небольшие трещины усыхания. Иероглифы (в виде тонких прямых выклинивающихся валиков) очень редки. Интересны нептунические дайки серых песчаников в красных глинах.

Очевидно, этот разрез весьма приближен к области размыва. Об этом говорит и чрезвычайное развитие песчаников, совершенно подавляющих глины и наличие грубых разностей вплоть до гравийников. Однако характерная красноватая окраска глин и здесь не теряется.

В кровле стебникской свиты В. И. Берлявским установлен характерный горизонт садзавских песчаников. Это массивные пласты (до 5 м) светло-серых, желтоватых, сравнительно неплотных песчаников, разделенных пачками (до 10 м) чередующихся серых, зеленовато-серых и в меньшей степени розовых известковистых глин и тонких слоев песчаника. Мощность садзавского горизонта достигает 40 м. Так как в этом горизонте присутствуют розовые слои, его следует относить скорее еще к стебникской свите, а не к лежащей выше баличской.

Далее на запад в разрезе появляется больше обломочного материала, а в обнажениях р. Вяр (за пределами СССР) появляется даже мощная толща конгломератов (50—100 м). Эта толща, находящаяся в основании стебникской свиты и названная Р. Неем «конгломератами Дубника», была охарактеризована в работах Г. Сизанкура (1929а), А. Е. Михайлова (1951) и Р. Нея (1957). Галька состоит главным образом из белых юрских известняков, песчаников верхнемелового флиша, пестроцветных аргиллитов эоценового флиша, роговиков и менилитовых сланцев. Вместе с тем часто встречаются также гальки зеленых и красных метаморфических сланцев. В известковистых глинах, образующих отдельные прослои, имеется много фораминифер, переотложенных из карпатского флиша.

Наличие конгломератов у с. Дубник и дальше на северо-запад — у с. Фредрополь и с. Гелиха, а также появление небольших их горизонтов и на территории СССР — между государственной границей и Днестром рассматривается иногда как признак или даже доказательство перерыва и трансгрессивного залегания стебникской свиты. Конгломераты эти, безусловно, ни в коей мере не свидетельствуют о трансгрессии. Наоборот, это регрессивные конгломераты, образовавшиеся вследствие нового поднятия области сноса и отодвигания на север полосы прибрежных грубых осадков. Неповсеместное развитие конгломератов в самой южной полосе стебникской свиты заставляет предполагать, что здесь существовали отдельные участки накопления грубых обломочных образований. Отчасти это могло быть связано с различным рельефом — высотой и расчлененностью в разных частях поднимавшихся Карпат и характером берега. При всех обстоятельствах конгломератовые пачки или слои, не протягивающиеся по простиранию и имеющие, таким образом, характер линз, следует рассматривать, скорее всего, как присутствие выноса речных артерий в момент повышенной эрозии в результате поднятия области размыва.

Распределение фаций стебникской свиты позволяет предполагать, что край стебникского бассейна не заходил так далеко на юг, как край воротыщенского бассейна. По-видимому, предгорный водоем в стебникское время сместился несколько дальше на север, а вместе с тем на север отодвинулась и полоса более грубых прибрежных фаций. Особенно показательны в этом отношении конгломераты Дубника (или дубникские), образованные гальками преимущественно флишевых пород.

Содержащая значительное количество песчаников надворнянская фация также распространена в самой южной полосе развития отложенной стебникской свиты. В то же время не замечается сколько-нибудь значительного увеличения песчаности к северу, т. е. в сторону Станиславской гряды, которая еще существовала в стебникское время, но не была, вероятно, столь резко выражена, как, например, в загорское время, и не выступала повсеместно.

Остановимся на голубой (ланчинской) фации стебника. В розовой фации стебникской свиты имеются довольно значительные пачки, вероятно непостоянные, выклинивающиеся (замещающиеся розовыми), внешне неотличимые от голубых глин, с прослоями песчаников, похожих на воротыщенские. Иногда они могут быть соленосными. Ранее они и картировались как пятна пород воротыщенской серии. К числу более крупных относятся выходы голубых глин у Новицы южнее Калуша, у Ланчина, на р. Прут, у Молодятина и Рунгур недалеко от Печенежина. Конечно, не может быть полной уверенности в том, что среди таких выходов нет воротыщенских пород, но, в общем, это скорее именно голубая фация внутри стебникской свиты. В Румынии

голубая фация стебника имеет особенно широкое развитие. Фация настоящего розового стебника там далеко не везде выделяется, хотя имеются места, где присутствие ее несомненно.

В кровле стебникской свиты В. И. Берлявским установлен характерный горизонт садзавских песчаников мощностью до 40 м. Это массивные пласты светлых песчаников, разделенные пачками чередующихся пестрых глин и тонких слоев песчаника. Так как в этом горизонте присутствуют розовые слои, его следует относить еще к стебникской свите (Вялов, 1951б), а не к лежащей выше баличской, как это считает В. Г. Корнеева (1959).

Нужно сказать, что садзавский горизонт почти не упоминается в литературе и не приводится обычно в стратиграфических схемах. Возможность его выделения оспаривается вследствие того, что он отнюдь не является постоянным и при бурении не установлен. Однако этот горизонт, даже если он и не обладает широким развитием, имеет большое стратиграфическое значение. Именно он помогает решить спорный вопрос о том, представляет ли баличская свита самостоятельную стратиграфическую единицу или должна рассматриваться только как северная, лишенная розовой окраски фация стебникской свиты. По его наличию отчетливо устанавливается соотношение пород стебникской свиты с вышележащими в стратотипическом ее разрезе по р. Быстрице Соловтинской. Здесь у с. Ляховцы видна совершенно определенная последовательность — стебникская свита с садзавским песчаником в кровле и затем баличская свита. Это одно из весьма многих мест, где виден контакт между обеими свитами и может быть отсутствием обнажений таких контактов отчасти и объясняется впечатление о незначительном распространении садзавского горизонта. Имея в виду стратиграфическое значение садзавских песчаников, считается возможным, несмотря на их непостоянство, включить их в общую схему как местный горизонт.

Касаясь некоторых других особенностей стебникской свиты следует отметить наличие в ней прослоев дацитовых туфов. Специальным литолого-минералогическим изучением пород стебникской свиты в последние годы занимались В. И. Колтун (1959) и О. Ф. Ткаченко (1961).

Общая мощность стебникской свиты достигает 2000 м.

Остатков моллюсков в стебникской свите не было найдено. В самых ее низах в разрезе по р. Прут были обнаружены отпечатки следов парнокопытных (Вялов и Флеров, 1954) и крупных птиц. Два отпечатка следов парнокопытных описаны из разреза у г. Надворная (Хижняков, 1954) и один отпечаток следа небольшой птицы найден около с. Нижний Струтин на р. Чечве (Вялов и др., 1961).

В последние годы появились сведения о микрофауне, которая была изучена Н. Н. Субботиной и Л. С. Пишвановой (Пишванова, 1960; Субботина, Пишванова и Иванова, 1960). Ими особенно во второй цитированной работе дан большой список фораминифер, представленных как бентонными, так и пелагическими формами. Однако почти все они встречаются в виде единичных экземпляров. Только изредка можно наблюдать скопления глобигерин. Все формы обладают малыми размерами. В верхней части свиты комплекс фораминифер относительно более разнообразный. Точно так же вверху несколько увеличивается количество экземпляров некоторых видов. Примерно в середине толщи выделяется пласт с харовыми водорослями и остракодами. Помимо фораминифер, харовых водорослей и остракод (среди которых Л. С. Пишванова приводит *Loxococonicha dromax* Livent al), во всей стебникской свите встречаются многочисленные спикулы губок, а также

радиолярии, иглы морских ежей и шаровидные кремнистые тельца. Можно предположить, что они находятся в переотложенном состоянии.

Сравнение списков фораминифер, приведенных Н. Н. Субботиной, Л. С. Пишвановой и Л. В. Ивановой (1960) для стебникской свиты и воротыщенской серии, показывает, что отличие комплексов очень небольшое. По существу мы видим в стебникской свите тот же комплекс, но еще более обедненный даже по сравнению с верхневоротыщенской свитой.

Таким образом, микрофауна не дает возможности судить о возрасте стебникской свиты, как это было отмечено и упомянутыми микропалеонтологами. Обычно ее относили к нижнему тортону. Этого мнения придерживается и В. И. Славин (1947а). Высказанное О. С. Вяловым (1951б) мнение о гельветском возрасте разделяется большинством геологов. К. Толвинский (1956) считает этот возраст нижнетортонским. Отнесение стебникской свиты к гельвету основывается только на общих стратиграфических соображениях, поскольку возраст подстилающих слоев считается бурдигальским. От богородчанской свиты, относимой по фауне к нижнему тортону, она отделяется мощной баличской свитой.

**Баличская свита** первоначально не отделялась от стебникской. В дальнейшем Г. Сизанкур (1925, 1929а) выделил под названием баличских слоев толщу песчано-глинистых пород, лежащую выше розовых мергелей (стебникских) и лишенную розовой окраски. По мнению Г. Сизанкура, они подстилают на востоке церитовые слои, а на западе (между Днестром и Саном) соответствуют нижней (подрадычской) части краковецких глин.

Название баличские слои дано Г. Сизанкуром по разрезу на р. Свича у с. Баличи (Заречное). В этом разрезе (в боковом притоке р. Турянка) видны и подстилающие «розовые мергели». Б. Буяльский (Bujalski, 1930) рассматривал баличские слои не как самостоятельный горизонт, а лишь как северную фацию верхней части стебникской свиты. Схема Г. Сизанкура внесла значительную ясность в вопрос о соотношении различных свит, как это подчеркнул А. Г. Вологдин (Быховер, Вологдин и др., 1941) в первой сводке материалов по геологии Восточных Карпат и Предкарпатья, составленной советскими геологами. Однако в понимании других последующих авторов баличские слои охватывали разные части разреза и трактовались различно. Это нашло отражение и в нашей литературе. Некоторая неопределенность объема (за пределами стратотипического разреза у с. Баличи) и противоречивые трактовки вызвали в конце 40-х годов тенденцию вообще к отказу от термина баличские слои. В связи с этим были предложены новые названия — ляховецкая свита, по В. И. Берлявскому (Словарь по геологии нефти, 1952; второе издание, 1956), чаплинская свита (Михайлов, 1951) и угерская серия, по предложению Н. Д. Елина, принятое на выездной сессии Ученого Совета ВНИГРИ в 1949 г. и вошедшее с этого времени в литературу. Оно происходит от с. Угерско и Угерского газового месторождения, расположенного во Внешней зоне прогиба. Под наименованием угерской серии в стратотипическом разрезе, вскрытом буровыми скважинами, понималась вся мощная песчано-глинистая толща, заключенная между верхним мелом и тирасской (гипсово-ангидритовой) свитой.

В последующие годы было установлено, что в с. Угерско и вообще во Внешней зоне прогиба за миоценовую угерскую серию принималась близкая литологически журавненская фация верхнего мела; во Внешней зоне под гипсами тирасской свиты имеется (за некоторыми исключениями) лишь небольшая миоценовая пачка — слои с *Pseudamussium denudatum* Reuss. Вывод о верхнемеловом возрасте большей части

стратотипа угерской серии во Внешней зоне, а значит и о невозможности параллелизовать ее с миоценовой «угерской» (бывшей баличской) серией Внутренней зоны и применять для этой последней название угерской серии в дальнейшем никем не оспаривался.

В настоящее время под баличской свитой понимается толща, залегающая между стебникской свитой и слоями с *Pseudamussium denudatum* (получившей название богородчанской свиты). Баличская свита в типичном развитии состоит из глин и рыхлых песчаников. Глины серые, зеленоватые или слегка голубоватые (сизые), мягкие, пластичные, иногда обладающие в выветрелом состоянии раковистым изломом, обычно в большей или меньшей степени известковистые. Песчаники светло-серые и буровато-серые, косослоистые, тонкополосчатые (благодаря наличию темных глинистых плагуль в косой слоистости), мелкозернистые. Они то чередуются с глинами, то образуют лишь тонкие прослой в глинистых пачках, то, наконец, выступают более мощными пластами. Мощность ее местами, по-видимому, превышает 1500 м.

В северо-западной части прогиба, в районе Добромиля, характер баличской свиты изменяется. Она становится более грубой, в ней присутствуют прослой гравийников и конгломератов, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Интересно, что в состав галек входит карпатский материал (породы мелового и палеогенового флиша) и юрские известняки.

Согласно данным О. Ф. Шпаченко (1961), баличская свита по сравнению с нижележащими характеризуется наиболее высоким содержанием граната. Количество турмалина и хлорита почти в два раза больше, чем в стебникской свите, но более чем в два раза уменьшается содержание гидроксидов железа и пирита.

В той толще, которая разными авторами рассматривалась как баличская, в ряде мест была найдена фауна моллюсков, определяющая возраст слоев как тортонский (Б. Бем — Böhm, 1939). Однако трудно сказать, относится ли эта фауна к собственно баличской свите или к той части разреза, которая выделяется сейчас в самостоятельную богородчанскую свиту (слои с *Pseudamussium denudatum*).

Новейшие сведения о микрофауне мы можем почерпнуть из работ Л. С. Пишвановой (1960) и Н. Н. Субботиной, Л. С. Пишвановой и Л. В. Ивановой (1960). Как пишет Л. С. Пишванова, фауна фораминифер здесь имеет почти тот же состав, что и в стебникской свите, отличаясь только большим разнообразием видов и присутствием единичных представителей нижнетортонских форм. Несколько иная характеристика дана в цитированной работе трех авторов. Здесь говорится уже о значительно более разнообразном видовом составе и о появлении довольно большого количества видов, неизвестных ниже. Это относится как к пелагическим формам (глобигеринидам и глобороталидам), так и к бентонным. Л. С. Пишванова отмечает также значительное количество перетолженной микрофауны из мела и палеогена Карпат. Л. С. Пишванова (1960) выделяет в кровле баличской свиты особый миллиолиновый горизонт со значительным скоплением миллиолид совместно с многочисленными мелкими гастроподами и тонкостенными остракодами. Особенно типичными являются *Quinqueloculina*, отсутствующие в основной части баличской свиты.

Касаясь вопроса о возрасте, Л. С. Пишванова считает (по сходству микрофауны и литологического состава), что образование осадков стебникской и баличской свит происходило в близких условиях, в одном, гельветском, бассейне. Появление некоторых тортонских элементов — *Globigerina altispira* Cushman et Jarvis, *Globigerinoides triloba* (Reuss), *Globorotalia miocaenica* Putrja, *G. cossovensis* Putrja,

*Bulimina buchiana* Orbigny, *Cibicides ungerianus* (Orb.) и др. позволило сделать предположение о том, что зарождение тортонской фауны происходило уже в гельветское время.

В общем, микрофауна не дает определенных указаний на возраст. Если слой с *Pseudamussium denudatum* (богородчанская свита) — нижний тортон, как это обычно считают, то залегающая под ними баличская свита, подстилаемая гельветской (хотя бы и условно) стебникской свитой, может быть отнесена к гельвету или к тортону. Большинство авторов она причислялась к нижнему тортону, иногда к гельвету — тортону.

Баличская свита, по характеру микрофауны несомненно тесно связанная со стебникской и сильно отличающаяся от богородчанской, в возрастном отношении должна быть скорее объединена со стебникской. Поэтому возраст ее должен определяться как гельветский. Таким образом, в настоящее время, хотя и с некоторой долей условности, принимается гельветский возраст баличской свиты.

## ТОРТОНСКИЙ ЯРУС

### Верхние молассы

Второй этап в развитии Предкарпатского краевого прогиба знаменуется вовлечением в общее погружение окраинной части платформы, превращающейся в дальнейшем во Внешнюю зону прогиба. Та толща пород, которая отлагалась в обеих частях прогиба — его Внутренней и Внешней зонах, и была названа верхними молассами. В состав верхних моласс входят богородчанская свита (горизонт или слой с *Pseudamussium denudatum*), гипсово-ангидритовая тирасская свита и галицкая серия, разделенная на косовскую и дашавскую свиты. По возрасту верхние молассы охватывают верхний и нижний тортон и нижний сармат. К началу отложения верхних моласс относится тортонская трансгрессия, в результате которой во Внутренней зоне прогиба образования замкнутого гельветского бассейна сменились морскими осадками с нормальной морской фауной нижнетортонского возраста, а область платформы (вместе с Внешней зоной прогиба), представлявшая в большей своей части сушу, превратилась в мелководный морской бассейн.

### Нижнетортонский подъярус

**Богородчанская свита.** В 1954 г. О. С. Вяловым был выделен горизонт с *Pseudamussium denudatum* (Вялов и др., 1954). В. В. Глушко и Л. С. Пишванова (1954) отделили от баличской свиты слой с *Amussium denudatum*, а в дальнейшем для этих слоев было принято предложенное В. Э. Ливенталем название богородчанская свита (Пишванова, 1960).

Свита эта, обладая небольшой мощностью (20—150 м, а возможно и больше) представлена преимущественно известковистыми глинами и мергелями с прослоями песчаников и туфов. Литологически она подразделяется, по Л. С. Пишвановой (1960), на две части — нижнюю мергельно-туфовую и верхнюю глинисто-песчанистую, состоящую из песчанистых глин с большим количеством прослоев песчаников. Вся толща содержит очень большое количество микрофауны и еще М. Я. Серовой (1955) была обозначена (правда вместе с гипсово-ангидритовыми отложениями и их аналогами) как нижний глобигериновый горизонт. Л. С. Пишванова (1960) выделяет здесь два микрофаунистических горизонта: с *Candorbulina universa*, соответствующий мергельно-туфовой части свиты (глобигериновые мергели) и горизонт с *Uvigerina asperula*, охватывающий глинисто-песчанистую ее часть.

Для нижнего горизонта наиболее характерными формами являются: *Candorbulina universa* Or b., *Biorbulina bilobata* (Or b.), *Globigerina altispira* Cushman et Jarv., *G. opinata* Pischv., *Globigerinoides transitoria* Blow., *G. bisphaerica* Todd., *G. triloba* (Reuss), *Globorotalia miocaenica* Putrja, *G. cossovensis* Putrja, *Spiroloculina tenuissima* Reuss, *Cibicides ungerianus* (Or b.), *C. ungerianus* (Or b.) var. *ukrainica* Pischv., *Bulimina buchiana* Or b., *Pleurostomella alternans* Schwager, *Bolivina scalprata* Schwager. var. *retiformis* Cushman., *Pseudoparella nova* Pischw. Кроме этих известковистых фораминифер, почти постоянно присутствуют агглютированные формы, среди которых следует отметить *Gaudryina tipica* Pischv.

Л. С. Пишванова подчеркивает чрезвычайно широкое распространение аналогичного комплекса микрофауны (с основным видом *Candorbulina universa*) помимо Советского Предкарпатья также в румынском и польском Предкарпатья и в Венгрии. Повсюду этот комплекс занимает определенное стратиграфическое положение, будучи приуроченным к нижнему торнтону. Интересно также, что везде, как и в нижней части богородчанской свиты, среди отложений этого возраста наблюдаются характерные вулканические туфы (например, туф Даж в Румынии, а также новоселицкие туфы в Закарпатья).

Верхний горизонт с *Uvigerina asperula* содержит в значительно меньшем количестве, чем нижний, и некоторые общие формы: *Globigerina althyspira* Cushman et Jarv., *Biorbulina bilobata* (Or b.), *Candorbulina universa* (Or b.), *Globigerinoides transitoria* Blow., *G. bisphaerica* Todd., *Cibicides ungerianus* (Or b.). Вместе с тем здесь появляются многочисленные *Spiroplectamina carinata* (Or b.), *Gloholina communis* Or b., *Bulimina inflata* Sequenza, *Uvigerina asperula* Czizek., *Sphaeroidina bulloides* Or b., *Pullenia bulloides* (Or b.).

Весь комплекс микрофауны обоих горизонтов свидетельствует о нижнеторнтонском возрасте богородчанской свиты. Это типично морские планктонные формы. Донная фауна играет подчиненную роль.

К богородчанской свите относятся и те слои, занимающие по своему литологическому характеру несколько обособленное положение, которые обнажаются в с. Чапли (во Внутренней зоне прогиба). Здесь, в широко известном карьере, обнажаются песчаники с фауной моллюсков и горизонт литотамниевых известняков. Уже давно отсюда Б. Бемом (1930) была собрана и определена следующая фауна: *Chlamys seniensis* Lam. var. *niedzwiedzki* Hilb., *Ch. scissa* Favre var. *vulcaeformis* Hilb., *Pecten* sp. (ex gr. *P. oblunctus* Eichw.), *Ostrea digitalina* Dub., *Cardium* sp., *Limnocardium* sp., *Tapes* sp., *Cardita* (*Glans*) *rudista* Lam., *Venericardia partschi* Goldf., *Arca* sp., *Donax* sp., *Terebratula* sp.

В 1947 г. О. М. Мануйленко (Вялов, 19516) здесь же был найден *Pseudamussium denudatum* Reuss. Этот вид по сборам А. Е. Михайлова был определен и В. П. Казаковой вместе *Amussium cristatum* Brop. var. *badensis* Font., *Chlamys scissa* Favre, *Ch. seniensis* Lam. (Серова, 1955). Указанная фауна определяет нижнеторнтонский возраст слоев.

По свидетельству В. В. Глушко в с. Ступнице (на р. Быстрице Подбужской) имеется ряд мелких обнажений серых известковистых глин богородчанской свиты, переполненных фораминиферами, среди которых много глобигеринид. Такой же богородчанский комплекс фораминифер обнаружен в с. Рихтычи, в глинах, подстилающих конгломератовую пачку. Хорошо развита эта свита в районе Калуша, где в ней присутствуют мощные слои туфов, и в окрестностях Богородчан.

Во Внешней зоне прогиба богородчанская свита повсеместно подстилает тирасскую свиту. Она содержит тот же кандорбулиновый комплекс микрофауны. Из скважины № 19 (с. Бильче Волица) Н. Д. Елин указывает: *Pseudamussium denudatum* Reuss, *Amussium* sp., *Leda fragilis* Chern., *Cardium* (?) sp., *Cerithium* sp., *Fusella* sp., *Dentalium* sp.

### Верхнетортонский подъярус

Тирасская свита. Во Внешней зоне прогиба, а также на окраине платформы широко распространена толща гипсов и ангидритов, названная тирасской свитой (Вялов, 1951б). Она известна также под названием верхней соленосной свиты (Богданов, 1949; Серова, 1950, 1955; Михайлов, 1951; Богданов и Серова, 1956). Эта пачка хемогенных пород, иногда с глинистыми прослоями, имеет мощность всего до 40 м. Однако она представляет очень важный опорный маркирующий горизонт, легко устанавливающийся в прогибе при бурении и позволяющий ориентироваться в разрезе.

Во Внутренней зоне прогиба сплошной горизонт гипсов и ангидритов не был встречен и какая часть разреза может с ним параллелизоваться — неясно. Иногда к нему относят загипсованные песчаники и глины. В. В. Глушко (1954) сопоставляет с ним радычские и добромильские конгломераты, но такая точка зрения не нашла поддержки. В 1961 г. И. Д. Гофштейн и Л. С. Пишванова выступили с предположением, что тирасская свита во Внутренней зоне отсутствует, будучи повсюду размытой во время позднеортонской трансгрессии.

Вопрос о возрасте гипсов тирасской свиты до сих пор является дискуссионным. Одни исследователи, считая гипсы и ангидриты регрессивным комплексом, завершающим цикл нижнетортонского осадконакопления, причисляют их к нижнему тортону. Другие, наоборот, видят в присутствии гипсов признаки начинающейся новой трансгрессии, относят их уже к следующему циклу и по возрасту считают верхнетортонскими. В тех случаях, когда между двумя толщами с морской фауной лежит гипсовая лагунная пачка, в ней, вообще говоря, трудно усматривать признаки трансгрессии. Совершенно естественно считать ее регрессивной, завершающей старый цикл, а не начинающей новый.

Однако в рассматриваемом конкретном случае имеются дополнительные данные, меняющие общую картину. Давно уже указывалось на залегание гипсов в пределах платформы на разных слоях, в частности даже непосредственно на верхнемеловых мергелях. Такой трансгрессивный характер залегания гипсов был подтвержден и наблюдениями Д. П. Найдина (1951). Анализируя условия образования и залегания гипсов, Д. П. Найдин пришел к заключению, что их следует относить уже к новому верхнетортонскому циклу. Такую же точку зрения высказывали и другие исследователи. Нами тирасская свита отнесена к верхнему тортону.

Л. С. Пишванова (1960) пишет, что в верхней части гипсовоангидритовой свиты иногда удается обнаружить многочисленные верхнетортонские фораминиферы: *Quinqueloculina akneriana* Orb., *Biloculina clypeata* Orb., *Spiroculina canaliculata* Orb., *Cibicides lobatulus* (Walker et Jakob.), *Melonis soldanii* (Orb.), *Clobigerina bulloides* Orb., *Globorotalia miocaenica* Putrja, *Bulimina elongata* Orb., *B. longa* (Vengl.), *Uvigerina semiornata* Orb., *Sphaeroidina dustriaca* Orb.

В нескольких словах необходимо коснуться так называемых калушских слоев и калиеносной свиты района Калуша. Калушские калиеносные слои причислялись к верхневоротыщенской, стебникской, балич-

ской и тирасской свитам. Таким образом, они либо включались в состав одной из известных соленосных или гипсоносных свит (верхневоротыщенской и тирасской), либо рассматривались как особая новая соленосная свита (в стебникской серии). Из сравнительного анализа разрезов Калуща, Бохни и Велички (последние два в Польше), проделанного Т. Хлебовским (Chlebowski, 1947), вытекает, что калущские соли находятся внутри баличской свиты или на границе со стебникской свитой. К тому же выводу пришла Л. С. Пишванова в результате микрофаунистического анализа.

С другой стороны, М. Я. Серовой было установлено, что под калущскими солями и под гипсово-ангидритовой тирасской свитой располагается один и тот же глобигериновый горизонт. Другой глобигериновый горизонт прослеживается над слоями и над гипсами. Поэтому М. Я. Серова (1950, 1955), а затем и А. А. Богданов (Богданов и Серова, 1956) пришли к заключению, что калущские соли по своему стратиграфическому положению соответствуют гипсово-ангидритовой тирасской свите (верхней соленосной, как они ее называют). Вопрос о положении калущских солей не может еще считаться окончательно решенным.

По-видимому, могут дебатироваться два представления — соответствие калущских солей тирасской свите и залегание их в верхах стебникской свиты (или на границе ее с баличской) и соответствие стебникской соленосной свите. Существование последней надо признать независимо от того или иного решения вопроса с калущскими солями.

#### Галицкая серия

Мощная песчано-глинистая толща, лежащая выше гипсов тирасской свиты, объединена под названием галицкой серии (Вялов, 1951б). Некоторые фаунистические данные позволяют говорить о наличии внутри галицкой серии как верхнего тортона, так и нижнего сармата; это дало возможность разделить ее на две части — нижнегалицкую и верхнегалицкую (Вялов и др., 1954). В дальнейшем вся толща на основании изучения микрофауны была расчленена В. Э. Ливенталем (1953) в Черновицком районе гораздо более подробно. Им были выделены: 1) косовская свита с тремя горизонтами — вербовецким, прутским и коломыйским, 2) клокучинский горизонт (отнесенный к карагану), 3) станивецкий и брусницкий горизонты (причисляемые конкскому времени) и 4) сторожинецкий, давиденский и ходновский горизонты (сармат).

В дальнейшем вся толща, лежащая выше косовской свиты, стала именоваться дашавской свитой. При последующих работах это деление было распространено и на более западные части Внешней зоны прогиба. В настоящее время названия косовская свита с ее тремя горизонтами и дашавская свита прочно вошли в литературу. Косовская свита, в которую следует включить и клокучинский горизонт, соответствует нижней части галицкой серии, а дашавская свита — верхней ее части. По возрасту косовская свита относится к верхнему тортону, а дашавская — к нижнему сармату. Предложенные В. А. Ливенталем названия горизонтов внутри дашавской свиты сейчас не употребляются и заменены микробиостратиграфическими обозначениями. Литологически обе свиты не разделяются и установление тех или иных горизонтов внутри них возможно только по микрофауне.

Самая новая схема подразделения галицкой серии, основанная в значительной степени на схеме В. Э. Ливентала, с обширными спи-

сками микрофауны опубликована Л. С. Пишвановой (1960) в следующем виде.

**Косовская свита** сложена темно-серыми тонкослоистыми глинами, алевролитами, серыми песчаниками с прослоями глин и гравелитов (наблюдающихся главным образом в верхней части разреза). Нижняя часть толщи характеризуется наличием туфов. Выявленные закономерности распределения микрофауны по вертикали позволили расчленить косовскую свиту на вербовецкие, прутские, коломыйские и клокучинские слои.

**Вербовецкие слои** — серые глины с тонкими прослойками песчаников, а также туфов, особенно развитых в нижней части. Здесь различаются две пачки: 1) радиоляриевая и 2) пачка с *Globigerina bulloides*.

1. Радиоляриевая пачка характеризуется наличием многочисленных радиолярий — *Phapalastum* sp., *Euchitonia* sp., *Panarzus* sp., *Cenospaera* sp., приуроченных к пепловым туфам. Фораминиферы здесь отсутствуют. Подобные же скопления радиолярий отмечены в Польше, у с. Бохня над солью, а также в Восточной Словакии и в Румынии (в туфовых породах на р. Прахова над соленосной толщей).

2. Пачка с *Globigerina bulloides* содержит в массовом количестве раковинки этого вида и многочисленные *Globigerina regularis* Orb., *G. cagnata* Pischv., *G. globosa* Pischv., а, кроме того, также многочисленные *Spiralis*. В Польше этот комплекс приурочен к ходенецким слоям разреза с. Бохни.

**Прутские слои** — наиболее мощная часть разреза косовой свиты (до 700 м). Это серые, слабопесчанистые глины. По микробиостратиграфическим признакам они выделяются как горизонт с агглютинированными фораминиферами и булиминами. Здесь комплекс микрофауны чрезвычайно обильный и разнообразный и состоит как из пелагических, так и бентонных форм, агглютинированных и известковистых. Отсюда приводятся: *Hyperammia* cf. *hirudiformis* (Suzin), *H. granulosa* Vengl., *Haplophragmoides* aff. *periferoexcavatum* Subb., *Glandulina laevigata* Orb., *Globulina gibba* Orb., *Melonis soldanii* Orb., *Elphidium macellum* (Fich. et Moll.), *Bulimina elongata* Orb., *B. subulata* (Cushm. et Park.), *B. ovata* Orb., *Uvigerina vesenda* Pischw., *U. perornata* Pischw., *U. pygmaea* Orb., *U. aculeata* Orb., *Reussella spinulosa* (Reuss), *Bolivina dilatata* Reuss, *Virgulina schreibersiana* Cz., *Gyroidina marina* Pischw., *G. soldanii* Orb., *Cassidulina margarita* Karr. var. *micra* Pischw., *Sphaeroidina austriaca* Orb., *Valvulineria arcuata* (Reuss), *V. marmaroschensis* Pischw., *Globigerina bulloides* Orb., *Cibicides tjatschevkaensis* Pischv. Этот горизонт отмечен в Венском бассейне, в Восточной Словакии и Польше (горизонт с *Dendrophyra*, или вербовецкие слои).

**Коломыйские слои** (или горизонт с *Cassidulina crista*) — глины с незначительным содержанием песчаного материала, имеющие мощность 300—350 м. Здесь комплекс фораминифер более бедный, почти исчезают ранее встречавшиеся агглютинированные формы, из числа булиминид не встречаются *Bulimina ovata* Orb., *Caucasina gutsulica* Livent., *C. lucera* Pischv. Характерными формами здесь являются: *Cassidulina crista* Pischv., *Textularia subangulata* Orb., *Cyclamina pleschakovi* Pischv., *Elphidium notabilis* Pischv., *E. abvenum* Cushm., *Bulimina subulata* (Cushm. et Park.), *B. aculeata* Cushm., *Bolivina angustra* Pischv., *Reussella tortonica* Pischv., *Cibicides dutemplei* (Orb.).

В Польше коломыйским слоям соответствует булиминовый горизонт З. Кирхнера, а в Восточной Словакии — зона *Bulimina*.

Клокучинские слои (или горизонт с *Streblus beccarii*) мощностью до 100 м, состоящие из песчаников, глин и конгломератов (пистыньских), с прослоями обуглившихся растительных остатков. Здесь присутствует смешанный комплекс эвригалинных и стеногалинных фораминифер; почти исчезают планктонные формы и толстостенные агглютинированные раковины, резко уменьшается количество булиминид. Вместе с тем происходит заметное обогащение представителями родов *Streblus*, *Porosonion*, *Elphidium*, указывающих на значительное опреснение бассейна. Особое значение в комплексе клокучинских слоев приобретает *Streblus beccarii* (L.).

Кроме того, характерными формами являются: *Streblus beccarii* (L.) var. *bradyi* Putrja, *Discorbis imperator* (Ogb.), *Nonion rotundum* Pischv., *Bulimina subulata* (Cushm. et Park.), *B. intonsa* Liv., *Elphidium brevisculum* Putrja, *E. advenum* Cushm., *Porosonion granosum* (Ogb.).

Стратиграфическое положение горизонта с *Streblus beccarii* являлось несколько неопределенным: по мнению ряда микрофаунистов (Вялов и др., 1961), это уже нижний сармат, а по заключению палеонтологов, занимающихся изучением моллюсков (Г. Н. Гришкевич, М. И. Бурова), — верхнетортонский возраст. В Закарпатье горизонт с *Streblus beccarii* также присутствует и содержит достаточно обильную фауну моллюсков. Анализ ее приводит к заключению о верхнетортонском возрасте этого горизонта, выделенного в Закарпатье под названием дарлинской свиты.

В схеме Л. С. Пишвановой горизонт с *Streblus beccarii* отнесен к верхнему тортону, но причислен уже к дашавской свите, охватывающей нижний сармат. Наиболее удобным вариантом схемы будет являться отнесение к косовской свите всех отложений, охватывающих верхний тортон, а к дашавской — только нижний сармат (литологическую границу между ними в большинстве случаев провести трудно). Поэтому, восстанавливая для горизонта с *Streblus beccarii* в Предкарпатье название клокучинские слои, предложенное В. Э. Ливенталем (1953), но не вошедшее в употребление, следует отнести эту часть разреза к косовской свите (Вялов и др., 1961). Таким образом, граница между косовской и дашавской свитами, а вместе с тем и между тортон и сарматом должна проводиться по кровле клокучинских слоев (горизонта с *Streblus beccarii*).

## САРМАТСКИЙ ЯРУС

### Нижнесарматский подъярус

Дашавская свита представлена серыми известковистыми глинами и алевролитами с прослоями светло-серых песчаников, туффитов и туфов. Мощность свиты достигает 3000 м. В ней выделяются две подсвиты или микрофаунистические зоны — нижнедашавская (зона с *Cibicides badensis*) и верхнедашавская (зона с *Quinqueloculina reussi*).

Зона с *Cibicides badensis* характеризуется обедненным составом микрофауны и почти полным исчезновением стеногалинных фораминифер, свойственных нормально соленым бассейнам. Наряду с массовыми скоплениями *Cibicides badensis* (Ogb.) отмечаются многочисленные *Quinqueloculina consobrina* Ogb. (с var. *absimilis* Pischv. и var. *nites* Reuss), *Articulina problema* (Bogd.), *Nonion punctatus* (Ogb.), *Rotalia stellifera* Pischv., *Elphidium advenum* (Ogb.), *Cibicides transcarpaticus* Pischv., *C. pocuticus* Ais. По возрасту эта зона представ-

ляет собой бугловский горизонт. В Польше ему соответствует аномалиновый горизонт.

Зона с *Quenqueloculina reussi* содержит многочисленные милиолиды и нониониды — *Quenqueloculina reussi* (Bogd.), *Q. costata* Karger., *Q. complanata* (Gerke) et Jss., *Articulina sarmatica* Karger., *A. problema* Bogd., *Elphidium reginum* (Orb.), *E. obtusum* (Orb.). Кроме того, найдено значительное количество остракод и водорослей *Ovulites renata* Live n. Очевидно, мы имеем здесь дело с воыньским горизонтом нижнего сармата.

В разных частях Предкарпатского прогиба встречаются разрезы, несколько отличающиеся от обычной сплошной и трудно литологически подразделяемой галицкой серии. Так, в Покутском Предкарпатье, в бассейне рр. Рыбницы и Пистынки развита толща зеленоватых глин, известная под названием покутских глин. Мощной пачкой пистыньских конгломератов и песчаников она разделена на две части — нижние и верхние покутские глины. Пистыньские конгломераты представляют собой дельтовые выносы большой водной артерии. Они имеют ограниченное распространение, веерообразно выклиниваются к северу и замещаются угленосными отложениями с многочисленными растительными остатками. Среди них имеются листья растений горной флоры со следами далекого переноса (Обтулович, Тейссейр, 1935). Конгломераты состоят главным образом из гальки пород карпатского флиша, наряду с которой встречаются также гальки метаморфических пород — зеленых рифейских филлитов и других, несомненно вымытых из слободских конгломератов. И. Д. Гофштейн и В. П. Костюк (1960) описали найденные в пистыньских конгломератах гальки совершенно свежих липаритов, кварцевых порфиров и гранитоидов (до 25 см диаметром). Эта очень интересная находка позволяет предполагать наличие небольших молодых интрузивных тел липаритов, скрытых неподалеку под Покутским или Оровским надвигом.

В пистыньской толще были обнаружены и моллюски, позволяющие сопоставлять ее с клокучинскими слоями, т. е. с верхами косовской свиты. Таким образом, устанавливается соответствие косовской свиты с нижнепокутскими глинами и пистыньскими конгломератами, а дашавской — с верхнепокутскими глинами.

В литературе имелась тенденция распространить название своеобразной покутской свиты на все другие одновозрастные отложения прогиба, столь мало, обычно, на нее похожие.

Нельзя согласиться в этом отношении с А. А. Богдановым (1949), М. Я. Серовой (1950), Ф. С. Путрей (1950) и С. М. Корневским (1952), которые называют покутской свитой региональную стратиграфическую единицу, а не местную фациальную разность, развитую только в Покутских предгорьях. Впрочем, единого мнения и здесь нет, так как одни (Ф. С. Путря, М. Я. Серова) понимают под покутской свитой только верхнетортонские отложения и особо выделяют сарматские слои. Другие же (А. А. Богданов, С. М. Корневский) включают сюда всю толщу, лежащую выше гипсово-ангидритовой тирасской свиты. Правильнее рассматривать покутскую свиту, как одну из фациальных разновидностей галицкой серии.

Покутская свита, как особая, не очень сложная фация, вернее полифациальный комплекс, интересна в том отношении, что в ней наблюдается, судя по фауне, чередование нормально-морских, солоновато-водных, пресноводных и континентальных образований. К этой толще, в нижней ее части, приурочены рабочие пласты бурого угля (до 1 м), эксплуатировавшиеся с давнего времени. В большом количестве уже много лет тому назад здесь была собрана флора, определенная Виш-

невским, но детально не обработанная до сих пор [Вишневецкий (Wisniowski) 1899; Свидерский, 1927; Чарноцкий (Czarnocki) 1933б; Вышинский (Wyszynski), Тейссе́йр, (Teisseyre) и Обтулович (Obtulowicz), 1939]. Подобного сложного фашиального комплекса, включающего самые разнообразные фации, в том числе и угленосную пачку, в других частях Предкарпатья мы не знаем.

Вероятно, что пистыньским конгломератам в крайней западной части прогиба соответствуют радычские конгломераты. Эта толща слагает ядро очень пологой синклинали горы Радыч и состоит внизу из пластов то более, то менее крупногалечного конгломерата с прослойками гравийников и грубозернистых песчаников, а в верхней части из сплошного крупногалечных, иногда даже валунных конгломератов, с совершенно подчиненным количеством гравийников. Галька состоит главным образом из песчаников карпатского флиша мелового и палеогенового возраста; имеются также менилитовые сланцы и роговики.

Стратиграфическое положение радычских конгломератов еще не совсем ясно. Высказывалось мнение об их стратиграфическом соответствии гипсово-ангидритовой тирасской свиты, что впрочем мало вероятно. По-видимому, радычские конгломераты представляют собой такой же прибрежный дельтовый конус выноса, как и пистыньские конгломераты. Конечно, они могут находиться и на разных стратиграфических уровнях внутри галицкой серии. Однако все же скорее можно допустить, что образование подобного рода грубых выносов было связано с резким усилением эрозии, т. е. каким-то моментом более интенсивных поднятий Карпат — общим для обеих конгломератовых толщ.

Несколько севернее радычских конгломератов в той же крайней западной части прогиба развиты краковецкие слои — серые глины с прослоями неплотных песчаников. Они также являются одной из фаций галицкой серии.

## НЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАКАРПАТСКОГО ВНУТРЕННЕГО ПРОГИБА

Закарпатский прогиб заполнен очень мощной молассовой серией, по возрасту охватывающей весь миоцен и часть плиоцена. Характерной особенностью закарпатского неогена является значительное развитие вулканогенных пород. Верхняя вулканическая толща — верхнеплиоценовая, слагает Выгорлат-Гутинский хребет.

В Солотвинской впадине выходят на поверхность (в ее большей части) среднемиоценовые отложения. Нижний миоцен (буркаловская свита) обнажается лишь в двух местах. Только вдоль западного и южного края впадины, у подножия Выгорлат-Гутинского хребта, изгибающегося здесь и пересекающего на две части весь Закарпатский прогиб, протягивается небольшая полоса сармата и осадочного паннона; кроме того, сармат слагает часть междуречья рр. Тересвы и Апшицы.

В западной части прогиба — Чопской впадине — на поверхности обнажаются только молодые сарматские, паннонские и левантинские слои. Полоса их выходов протягивается вдоль северной окраины впадины, у основания склона Выгорлат-Гутинского хребта. Только в нескольких пунктах (в районе г. Берегово) они выступают снова в небольших возвышенностях среди сплошной закрытой равнины. Эта равнина сложена панноном, залегающим на сравнительно небольшой глубине под четвертичным покровом. Около г. Берегово скважинами пройдены также и верхи тортона. Рядом глубоких скважин на площадях Ужгород и Залуж вскрыт весь разрез миоцена и фундамент Чопской впадины.

К моменту воссоединения Закарпатья с СССР о стратиграфии неогеновых отложений было известно очень мало и списки фауны почти

совершенно отсутствовали. В настоящее время собран огромный палеонтологический материал и возраст некоторых толщ обосновывается фаунистически. Однако остается еще много нерешенных вопросов, а ряд сопоставлений является спорным.

Основная стратиграфическая схема, получившая широкое применение, была составлена И. Б. Плешаковым. В последние годы она подвергалась переработке.

Изучением фауны занимались: В. А. Горецкий, Г. Н. Гришкевич и И. А. Коробков, И. В. Венглинский и Л. С. Пишванова (фораминиферы), В. Э. Ливенталь и В. Г. Шеремета (остракоды). Некоторые сведения о неогеновой флоре приведены Т. Н. Байковской, Ю. Тесленко и И. А. Ильинской.

Для понимания строения вулканогенных толщ, их состава и соотношений много сделали Е. Ф. Малеев, Н. С. Вартанова, О. Н. Горбачевская, Н. П. Ермаков, И. Б. Плешаков, В. С. Соболев, И. Ф. Трусова, М. Ю. Фишкин, В. П. Костюк, Э. А. Лазаренко и др.

Обзору стратиграфии неогена Закарпатья посвящены работы О. С. Вялова (1956б, 1959б), О. С. Вялова, Л. С. Пишвановой, М. И. Петрашкевич и Г. Н. Гришкевич (1961, 1962), И. Ф. Клиторченко и В. Н. Утробина (1955), И. В. Венглинского (1959), О. С. Вялова, В. В. Глушко, Г. Н. Гришкевич, М. И. Петрашкевич, Л. С. Пишвановой (1962), М. И. Петрашкевича и А. И. Гуридова (1961) и др.

Приступая к общей характеристике неогена Закарпатья, необходимо отметить, что за последнее время схема стратиграфии, особенно ее миоценовая часть, претерпела очень сильные изменения. Ее переработка повлекла за собой и коренные изменения наших представлений об историческом ходе развития Закарпатского прогиба. Толчком к пересмотру общей схемы явились новые данные по микрофауне, полученные Л. С. Пишвановой (1958а), позволившие ей высказать иные, чем прежде соображения о возрасте некоторых толщ. В предлагаемой схеме стратиграфии миоцена Закарпатья микропалеонтологическая часть принадлежит Л. С. Пишвановой; ею первоначально были выделены микрофаунистические зоны, путем сопоставления с Предкарпатьем, определен возраст ряда толщ, а в дальнейшем сделаны некоторые уточнения. Анализ фауны моллюсков верхней части разреза произведен Г. Н. Гришкевич по ее личным наблюдениям. Общее подразделение на свиты разработано О. С. Вяловым (см. рис. 41).

Основные принципиальные изменения по сравнению со схемой И. Б. Плешакова сводятся к следующему:

1) по последним данным Л. С. Пишвановой (1958а), полученным в результате дополнительной обработки фораминифер, даниловские туфы имеют нижнетортонский возраст, судя по характерному комплексу фораминифер: *Candorbulina universa* (Orb.), *Biorbulina bilobata* (Orb.), *Globigerinoides transitoris* Blow., известному из слоев с *Pseudamussium denudatum* Reuss и из тортонских отложений ряда других смежных областей. По Л. С. Пишвановой, тереблинская соленосная свита должна быть аналогом тирасской гипсово-ангидритовой свиты Предкарпатского прогиба, солотвинская и хустецкая свиты принадлежат верхнему тортону. Эти данные и проведенная О. С. Вяловым (1959б) на основании их параллелизация даниловских и новоселицких туфов коренным образом изменили представления о стратиграфии. В старой схеме даниловский и новоселицкий туфы разделялись мощными тереблинской и солотвинской свитами. Установленная теперь одновозрастность обоих туфов заставляет считать, что тереблинская и солотвинская свиты лежат не ниже, а выше новоселицких туфов (параллелизуемых с туфами Деж Трансильвании);

2) туфы, которые лежат над солотвинской свитой, являются более молодыми, а не соответствующими новоселицким туфам, как это принималось раньше. Они получили название нанковских туфов;

3) кроме того, при бурении на Залужской складке в Чопской впадине (к востоку от Мукачева) ниже новоселицких туфов были пройдены песчано-глинистые слои, а под ними толща брекчий и гравелитов с глинисто-ангидритовым цементом и слоями ангидрита (негровская свита);

4) апшинская серия делится на две основные части, из которых нижняя (вместе с терновской подсвитой И. Б. Плешакова) относится к верхнему тортону (даролинская свита), а верхняя — к бугловскому горизонту сармата (доробратовская свита). Поэтому апшинская серия в схему не включена;

5) выделена новая талаборская свита между новоселицкими (даниловскими) туфами и тереблинской свитой, причислявшаяся в Даниловской скважине к тереблинской свите (Гуревич, 1960; Пишванова, 1958а), но содержащая комплекс фораминифер, сходный с комплексом новоселицких туфов (Пишванова, 1958а). Это вместе с литологическим составом и послужило поводом для ее отделения от тереблинской свиты (Вялов, 1959б). Толща пород, залегающая между нанковскими туфами и няговскими конгломератами, получила название шандровской свиты (О. С. Вялов). В некоторых местах она обозначалась как хустецкая свита (район пос. Солотвина). Однако под этим термином понимались разновозрастные отложения и самое понятие хустецкой свиты оказалось настолько неопределенным, что от нее пришлось отказаться вообще.

Следует отметить, что излагаемая ниже схема стратиграфии в некоторых своих частях является еще дискуссионной.

### *Нижний миоцен*

**Негровская свита.** Самым нижним членом разреза миоцена Закарпатья является негровская свита (Вялов, Венглинский, Утробин, 1961), вскрытая скважиной только в одном месте — в Залужской антиклинали (к востоку северо-востоку от Мукачева). Это брекчии, конгломераты и гравелиты, сцементированные глинисто-ангидритовым материалом; отмечен и небольшой пласт ангидрита. Вполне допустимо, что дальше от края Карпат эта толща переходит в более чистые хемогенные остатки. Возраст ее по стратиграфическому положению условно определяется как бурдигальский. Однако уверенности в том, что она принадлежит миоцену, нет. Было обращено внимание (К. Я. Гуревич, М. И. Петрашкевич) на сходство пород всей подтуфовой части разреза Залужской скважины (негровской свиты и песчаной толщи) с относимой к палеогену байловской свитой Даниловской скважины.

**Буркаловская свита** (Вялов и др., 1954). Представлена глинами и глинистыми песчаниками с обильной фауной, обнаруженной и описанной сначала В. А. Горецким (1948а) как бурдигал-гельветская, а затем (по более полным сборам И. Б. Плешакова), И. А. Коробковым и И. Б. Плешаковым (1948), И. А. Коробковым (1951) — как гельветская. Обработка последующих сборов фауны и сравнение ее с фауной слоев, относимых в Чехословакии к бурдигалу, заставили В. А. Горецкого и других (1958) считать возраст буркаловской свиты бурдигальским (с допущением принадлежности к гелвету верхней ее части у с. Водицы). Выходы этой свиты известны в двух местах — по ручью Буркало (недалеко от с. Ганичи) и около с. Водица, где она лежит непосредственно на флише. Быть может по стратиграфическому положению ей

соответствует песчано-глинистая толща, вскрытая Залужской скважиной выше негровской свиты.

Буркаловская свита образована голубовато-серыми песчаниками в большей или меньшей степени глинистыми, известковистыми, слюдитыми, с отдельными прослоями несколько более плотных песчаников. Изредка встречается мелкая окатанная галька, имеются мелкие обуглившиеся растительные остатки. В районе Водицы разрез буркаловской свиты несколько более глинистый. В обоих местонахождениях, особенно по ручью Буркало, обнаружено большое количество остатков фауны, но только в виде ядер и отпечатков.

В настоящее время определено около 60 видов, из которых следует отметить: *Tellina zonaria* Bast., *Cardium moeschanum* May., *C. hians* Brocc. et var. *danubiana* May., *C. burdigalicum* Lam. var. *grandis* Schaff., *C. cf. turonicum* May., *Venus multilamella* Lam., *Pecten burdigalensis* L., *P. pseudobaudanti* Dep. et Rom., *P. holgeri* Geim., *Chlamys spinulosa* (Münst.), *Ch. northamptoni* Micht., *Pitar italica* Defr., *P. erycinoides* Lam., *P. cf. lilacinoides* Schaff., *Anadara cf. moltensis* May., *Ficus conditus* Brong., *Dentalium cf. badense* Partsch. Мощность свиты около 60—70 м.

В местах выхода буркаловской свиты выше ее лежат новоселицкие туфы, в обнажении по ручью Буркало имеющие в основании терешульские конгломераты. Принимая бурдигальский возраст буркаловской свиты, необходимо оговориться, что верхняя ее часть, может быть в Буркало срезанная тортонской трансгрессией, относится к гельвету.

## ТОРТОНСКИЙ ЯРУС

### *Нижний тортон*

Терешульские конгломераты. Только на небольшом участке в северной окраине Солотвинской впадины развит весьма непостоянный по мощности (от 0 до 100 м) горизонт конгломератов, залегающих резко несогласно на флишевых образованиях Карпатской складчатой области. Плохо отсортированная галька состоит преимущественно из флишевых пород и юрских известняков Утесовой зоны. Общая окраска меняется в зависимости от преобладания галек тех или иных пород. В случае наличия большого количества пуховских мергелей (дающих тонкий материал и для цемента) конгломераты окрашены в красный или розовый цвет. Величина галек разнообразная, чаще бывает 3—10 см, хотя встречаются и крупные валуны.

Возникает представление, что терешульские конгломераты образовались в местах выноса обломочного материала реками, из которых наиболее значительная находилась в районе междуречья Лужанки и Тербли. Конгломераты тесно связаны с покрывающими их новоселицкими туфами. Иногда (например, по ручью Терешул) в переходной части наблюдается чередование туфогенных пород и туфов с прослоями конгломератов (Вялов и др., 1954). Считая новоселицкие туфы по возрасту тортонскими, можно условно допустить и для терешульских конгломератов тот же тортонский возраст.

**Новоселицкая свита** (синонимы: даниловские, клобукские туфы). Толща бледно-зеленоватых или голубоватых дацитовых туфов, обычно массивных, неслоистых или толстослоистых, чаще пелитоморфных, но иногда и грубозернистых. В верхах проявляется достаточно ясно выраженная, даже тонкая слоистость. В переходной части к вышележащей свите глин туфы переслаиваются с туфогенными глинами. Внутри толщи туфов имеются глинистые слои, содержащие микрофауну,

а в одном месте (у с. Водица) в средней части отмечен горизонт конгломератов с туфовым цементом около 6—8 м мощностью.

Туфы протягиваются полосой вдоль большей части северной окраины Солотвинской впадины. Местами они отсутствуют, срезаясь более молодыми образованиями. Эти туфы залегают несогласно на складчатом флише, иногда подстилаясь терешульским конгломератом. Благодаря своей плотности они нередко выступают в рельефе в виде более или менее отчетливой гряды и обычно легко обнаруживаются даже по высыпкам. Мощность их меняется от 20 до 100 м.

За пределами северной окраины впадины эти туфы на поверхности не обнажаются; они были вскрыты только скважинами в Данилово и в Залуже. В центральной части впадины, в опорной Даниловской скважине, туфовую толщу первоначально считали более древним горизонтом, чем новоселицкие туфы северной окраины, и выделили ее в особую даниловскую свиту. В дальнейшем анализ микрофауны показал одновозрастность обоих горизонтов (Пишванова, 1958а; Вялов, 1959б).

В Чопской впадине отложения новоселицкой свиты вскрыты скважинами 1, 2, 3, 4, 6 и др. в районе с. Залуж. Они представлены здесь мощной толщей липарито-дацитовых туфов зеленовато-серых и серых, перемежающихся с прослоями глин и песчаников. В верхней части туфы постепенно сменяются глинами. Мощность отложений 200—500 м.

По Л. С. Пишвановой, в глинистых прослоях в новоселицких туфах (в Даниловской скважине и на северной окраине, в частности у с. Новоселицы) содержится нижнетортонский комплекс фораминифер, характерный для зоны *Candorbulina universa* — *Candorbulina universa* Jedl., *Globigerinoides transitoria* Blow., *G. bisphaerica* Todd., *Globigerina altispira* Cush. et Jarv., *Biorbulina bilobata* (Orb.), *Turborotalia mayeri* Cushm. et Ellisor, *Gaudryina typica* Pischv., *Pseudoparella nova* Pischv. Подобный комплекс в Предкарпатье находится в нижней части слоев с *Pseudamussium denudatum* Reuss — богородчанской свиты, относимой к нижнему тортону. Пользуясь данными Л. С. Пишвановой, О. С. Вялов (1959б) сопоставляет новоселицкие туфы с даниловскими, а еще раньше и с клобукскими (Вялов, 1956б). Последний туфовый горизонт в районе с. Приборжавское, под горой Клобучок содержит теплолюбивую флору, определенную Т. Н. Байковской, (1953) и имеющую, по ее мнению, аквитанский облик. Это послужило в свое время поводом считать В. И. Славину и Н. С. Филимонову (1953) клобукский туф более древним, чем новоселицкий. Такая точка зрения в дальнейшем не подтвердилась.

И. Б. Плешаков относил новоселицкие туфы к гелвету, основываясь на определениях фауны из ручья Буркало, сделанных И. А. Коробковым. Впоследствии удалось показать, что эта фауна находится ниже туфов, в толще, выделенной О. С. Вяловым под названием буркаловской свиты (Вялов и др., 1954; Вялов, 1956б). Таким образом, все данные говорят в пользу нижнетортонского возраста новоселицкой свиты.

**Талаборская свита** представлена зеленовато-серыми глинами или глинами, чередующимися с песчаниками и алевролитами. Она протягивается очень узкой полосой вдоль северной окраины Солотвинской впадины, почти всюду сопровождаая новоселицкие туфы. Кроме того, она встречена в Даниловской опорной скважине — между тереблинской соленосной свитой и новоселицкими туфами. Наконец, она также вскрыта в Залужской скважине и описана под названием подсолевой толщи темных аргиллитов (Вялов, Венглинский и Угробин, 1961). Раньше эта свита не выделялась. В Даниловской скважине она причислялась к тереблинской свите (Гуревич, 1956, 1960). По северной

окраине впадины она, вместе с частью покрывающих пород, обозначалась как хустецкая свита. Здесь в хустецкую свиту входил также ганичский горизонт и терригенные образования до подошвы няговских конгломератов. Как теперь установлено, ганичский горизонт соответствует тереблинской свите. Таким образом, объем талаборской свиты определяется залеганием ее между новоселицкими туфами и тереблинской свитой.

На северной окраине впадины богатая микрофауна найдена в известном новоселицком обнажении только в самых низах талаборской свиты — *Uvigerina asperula* (Cz.), *Bulimina buchiana* Orb., *Sphaeroidina bulloides* Orb., *Spiroplectamina carinata* (Orb.), *Clavulina communis* Orb., *Dentalina elegans* Orb., *Nodosaria* sp., *Cibicides ungerianus* (Orb.), *Globigerina quadrilobata* Reuss, *Globigerinoides triloba* (Reuss). По характеру микрофауны описываемая свита тесно связана с новоселицкой туфовой свитой, но относится уже к другому микрофаунистическому горизонту с *Uvigerina asperula*. В остальной части свиты перечисленные формы встречаются в виде единичных экземпляров.

В Залужской скважине отмечены единичные фораминиферы и редкие *Spiralis*.

В Даниловской скважине, по определению Л. С. Пишвановой (1958а), в этой свите (на глубине 1100—1200 м) в алеволитах и аргиллитах с прослоями туфов довольно обильная микрофауна представлена формами, характерными для подстилающей толщи новоселицких туфов — *Biorbulina bilobata* Orb., *Globigerinoides triloba* (Reuss), *Globigerina* ex gr. *bulloides* Orb., *Pullenia bulloides* (Orb.), *Elphidium* aff. *minutum* (Orb.). Наличие комплекса микрофауны резко отличного от собственно тереблинского чрезвычайно обедненного комплекса, а вместе с тем близость его к новоселицкому комплексу и заставили О. С. Вялова (1959б) отделить эту подсолевую часть разреза от тереблинской свиты. По литологическому составу она не может быть объединена с новоселицкими туфами, а потому и была выделена как самостоятельная свита.

К северо-западу от с. Липча в самом основании талаборской свиты еще И. Б. Плешаковым была найдена фауна моллюсков. Однако он причислял эту часть разреза к тячевской свите. В дополнительных сборах М. И. Петрашкевича, по определению А. И. Гуридова здесь оказались: *Terebratulina grandis* Blum., *Chlamys (Flexopecten) scissa* Favre., *Ch. (F.) scissa* Favre. var. *resurrecta* Hilb., *Ch. (F.) scissa* Favre var. *vulkae* Reuss, *Ch. (F.)* cf. *lillii* Pusch., *Pseudamussium corneum* Sow. var. *denudatum* Reuss, *Ostrea cochlear* Brocc., *O.* cf. *gryphoides* Schloth., *Anomia elhippium* L., *Lima* cf. *inflata* Chmn., *Meretrix* cf. *gigas* Lam., *Modiolus* ex gr. *volhynicus* Eichw., *Anadara* sp. indet. Этот комплекс моллюсков позволяет относить талаборскую свиту к нижнему тортону.

### Верхний тортон

**Тереблинская свита.** К этой свите относится толща каменной соли, выходящая на поверхность в нескольких местах, в ядрах диапировых складок в центральной полосе Солотвинской впадины, в том числе и в пос. Солотвина, где давно уже ведется ее разработка (рис. 44).

Кроме того, тереблинские соли известны по северной окраине впадины, но там они обычно рассматривались как особый (ганичский) соленосный горизонт, включавшийся в состав хустецкой свиты. Эта же соленосная толща пройдена Залужской и Даниловской скважинами.

Судя по разрезу Даниловской скважины, приведенному К. Я. Гуревич (1960), тереблинская свита связана постепенным переходом с подстилающей талаборской свитой. Помимо этой переходной части она состоит из двух мощных горизонтов каменной соли (интервалы 600—780 м и 930—1014 м), разделенных соленосными слюдистыми глинами с тонкими редкими прослойками мергелей, туфов и туффитов (780—930 м). В толще каменной соли тоже содержатся прослойки глин со скудной микрофауной. В таких прослойках на глубине 959 м, т. е. вблизи основания средней — глинистой пачки, обнаружены редкие фораминиферы, встречающиеся также и в солотвинской свите: *Bulimina elongata* Orb., *B. subulata* (Cushman et Park.), *Bolivina* ex gr. *dilatata* Reuss,

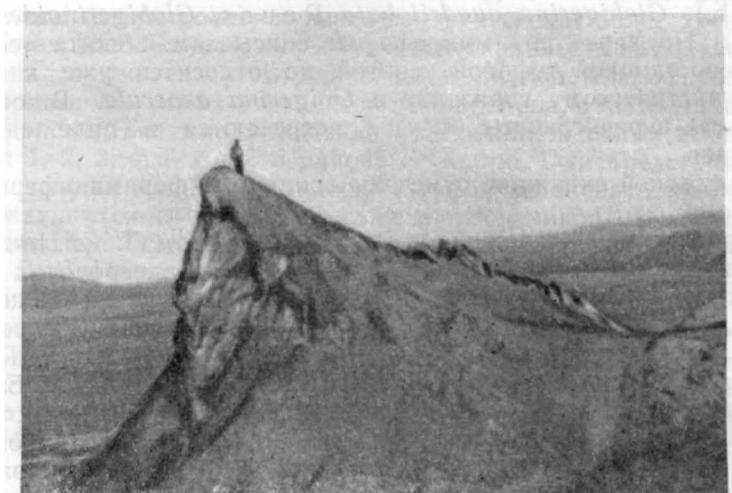


Рис. 44. Выход соли (тереблинская свита) на поверхность в долине р. Тисы близ пос. Солотвина. Фото В. С. Попова

*Elphidium macellum* (Fich. et Moll.), *Valvulineria complanata* (Orb.), *Nonion soldanii* (Orb.), *Turborotalia mayeri* (Cushman et Ellis).

Встречаются также редкие радиолярии, количество которых заметно увеличилось в интервале 668—735 м. Л. С. Пишванова (1958а), которой принадлежат приведенные определения, подчеркивает наличие видов, характерных для верхнего тортона Предкарпатья — *Bulimina elongata*, *B. subulata*, *Valvulineria complanata*, *Nonion soldanii*. Это и другие соображения позволили ей сопоставить тереблинскую свиту с гипсово-ангидритовой тирасской свитой Предкарпатья и отнести ее к верхнему тортону. Обычно тереблинскую свиту причисляли к бурдигалу и сопоставляли с воротыщенскими слоями Предкарпатья. Новая точка зрения получила широкое распространение, хотя еще и не все с ней соглашаются. Нижне- или верхнетортонский возраст гипсов Предкарпатья и окраины Русской платформы остается еще спорным. Мы относим их, а соответственно и тереблинскую свиту, к верхнему тортону.

**Солотвинская свита** — темные синевато-серые глины, при выветривании светлеющие, голубоватые, с частыми прослоями плотных песчаников, слюдистых, мелкозернистых. Вследствие наличия плагуль, обогащенных черным растительным детритом, песчаники неправильно (косо) полосчатые, при выветривании расслаивающиеся. На нижней поверхности песчаников много разнообразных иероглифов, в том числе и круп-

ных знаков течения. В стратотипичном разрезе по ручью Банскому около пос. Солотвина (рис. 45, 46) два мощных горизонта дацитовых туфов (50 и 40 м) разделяют солотвинскую свиту на три части, выделенные И. Б. Плешаковым в особые подсвиты — затонскую, банскую и глодскую. Соответственно и туфовые горизонты называются банским и глодским. Туфы зеленоватые, внизу крупнозернистые, выше они более светлые и становятся пелитоморфными. В этом разрезе в затонской подсвите имеются два маломощных прослоя туфов (1—2 м).



Рис. 45. Выходы каменной соли Солотвинского соляного штока в Закарпатье. Фото Н. Р. Ладыженского

Крелиусными скважинами в Даниловской антиклинали в солотвинской свите вскрыто несколько горизонтов туфов, из которых более мощные быть может соответствуют банскому и глодскому туфам. Однако сколько-нибудь определенная параллелизация отдельных горизонтов туфов, отмеченных в немногих удаленных друг от друга пунктах, весьма затруднительна, так как нет уверенности в постоянстве этих двух горизонтов. Поэтому и деление солотвинской свиты на три подсвиты, устанавливаемое в районе пос. Солотвина, в других



Рис. 46. Столб сохранившийся от денудации каменной соли под перекрытием гравийного материала (пос. Солотвина, Закарпатская область). Фото Н. Р. Ладыженского

места является в значительной мере условным. В опорной Даниловской скважине, проходящей через соляной шток, подсечен только край одного (нижнего) туфа.

В Залужской скважине № 1 туфы в надсолевой толще темных аргиллитов не были отмечены; здесь обнаружены единичные *Anomya erhippium* L., *Corbula* sp. (Петрашкевич, Волощак и др., 1961).

Очевидно, в полосе, протягивающейся вдоль северной окраины Солотвинской впадины, которая обычно показывается как хустецкая свита, выше тереблинской свиты, развиты также и низы солотвинской. Во всяком случае большая ее часть срезана няговскими конгломератами и солотвинские туфы здесь не обнаружены.

Анализ микрофауны показал, что отложения, относившиеся к солотвинской свите в разрезе по р. Теребле и в скважинах Нижнего Селища, скорее являются более молодыми (Пишванова, 1958а). Впрочем Л. С. Пишванова говорит об аналогичном комплексе в «вышележащей хустецкой свите». Поскольку сейчас выяснилось, что к хустецкой свите относились в разных местах разновозрастные отложения и что (в районе с. Новоселицы)

верхи хустецкой свиты могут соответствовать солотвинской свите, высказанное Л. С. Пишвановой мнение должно быть пересмотрено под новым углом зрения. Впрочем в обнажениях р. Теребли, по-видимому, действительно развиты более молодые слои.

И. В. Венглинским (1958а) в окрестностях пос. Солотвина отмечена бедная микрофауна. Известковистые формы приурочены почти исключительно к верхней части разреза (т. е., очевидно, к глудской подсвите); отсюда им приводятся: *Miliolina* sp., *Nonion* sp., *Elphidium* cf. *macellum* (F. et M.), *Bulimina* sp., *Discorbis* sp., *Rotalia* (?) sp., *Asterigerina planorbis* Orb., *Sphaeroidina austriaca* Orb., *Globigerinoides triloba* (Reuss), *Globorotalia* cf. *tetracamerala* Subb., *Cibicides*. Встречены также агглютинированные формы: *Bathysiphon* sp., *Rhizammina* sp., *Ammodiscus* cf. *incertus* (Orb.), *Haplofragmoides* aff. *rotundorsatus* (Hantken), *Ammobaculites* sp.

Из опорной Даниловской скважины (интервал 490—600 м) Л. С. Пишвановой (1958а) определены: *Rhizammina* sp., *Bulimina elongata* Orb., *Virgulina schreibersiana* Cz., *Bulimina buchiana* Orb., *Cassidulina laevigata* Orb., *Pullenia quinqueloba* Reuss, *Globigerina bulloides* Orb., *Globorotalia cossoviensis* Putrja, *Sphaeroidina austriaca* Orb.

В окрестностях пос. Солотвина, по ручью Банскому и в скважинах, Л. С. Пишвановой установлено распределение микрофауны (Вялов, Пишванова, Пеграшкевич, Гришкевич, 1961): 1) в затонской подсвите найдены мелкие единичные *Glomospira charoides* Parp. et Jones., *Reussella tortonica* Pischv., *Bolivina advena* Cush и др. и радиолярии; 2) в банской подсвите обнаружены только *Nonion* sp. indet.; 3) в глудской подсвите встречены *Entosolenia* sp., *Bulimina elongata* Orb., *Globigerina* ex gr. *bulloides* Orb., *G. brevispira* Subb., *Globigerinella* sp., *Turborotalia bykovaе* Ais., обломки спириалисов.

В верхах свиты, как было установлено в ряде пунктов, появляется уже новый комплекс микрофауны, характеризующийся наличием *Globigerina bulloides* Orb. и, несколько выше, песчаных фораминифер. Кроме того, здесь встречаются *Spirialis*. Такой комплекс вместе со спириалисами был установлен И. В. Венглинским (1958а, б) по керновым материалам в районах Сокирница, Буштина и Вышково, ниже мощного горизонта туфов. Он даже нашел возможным выделить коррелятивную зону с *Spirialis*, в которой встречаются и пелагические фораминиферы, преимущественно глобигерины. Туфы рассматривались им как новоселки, но, очевидно, они представляют более высокий горизонт нанковских туфов; горизонт со спириалисами сопоставлялся с вербовецким горизонтом (Вялов, 1959б).

Данные И. В. Венглинского вместе с наблюдениями Л. С. Пишвановой (разрез скважины 65 района Хуст-Сокирница, р. Тербля и др.) позволили выделить в верхах солотвинской свиты горизонт с *Globigerina bulloides*, соответствующий аналогичному горизонту Предкарпатья. Заметим еще, что здесь же впервые появляется *Pecten elini* Zhizh. По-видимому, этот горизонт охватывает глудскую подсвиту И. Б. Пешакова (или ее верхи — пока сказать трудно). Недостаточное количество материала не позволяет еще сделать определенный вывод, но может быть в дальнейшем эту часть разреза придется выделить из состава солотвинской свиты как самостоятельную единицу.

Фауна фораминифер большей нижней части солотвинской свиты, будучи чрезвычайно бедной, ничего не дает для суждения о возрасте.

Глудская подсвита по микрофауне с достаточной определенностью может параллелизоваться с вербовецким горизонтом Предкарпатья, для которых также характерны спириалисы и радиолярии. Условно с вербовецким горизонтом сопоставляется вся солотвинская свита (Пишванова, 1958а, 1960; Вялов, Пишванова и др., 1961), поскольку в Предкарпатье и в Закарпатье лежат приравняемые друг к другу гипсово-ангидритовая тирасская свита и соленосная терблянская свита.

Нанковская свита представлена толщей зеленоватых дацитовых туфов, ни внешне, ни по микроскопическим признакам не отличающаяся от новоселицких и солотвинских туфов. Именно за новоселицкие туфы она всегда и принималась. Соотношения нанковских и других туфов были установлены в районе с. Данилово после того, как удалось показать разновозрастность даниловских и новоселицких туфов (Вялов, 1959б; Петрашкевич, 1959). Нанковские туфы обнажены здесь на поверхности и отчетливо оконтуривают Даниловскую антиклиналь. Опорной Даниловской скважиной, вскрывшей ниже нанковских — солотвинские, а еще ниже — новоселицкие туфы — устанавливается более высокое положение и более молодой возраст нанковских туфов. Эти туфы на крыльях Даниловской антиклинали разделены на две части промежуточной пачкой глин.

По-видимому (судя по материалам бурения, сведенным А. А. Матвеевой), такое же строение имеет нанковская свита и в долине р. Тисы, где она вскрыта рядом скважин (в с. Тополевке недалеко от с. Буштина скв. 203, около с. Вышково — скв. 261 и др.).

Нанковские туфы, названные так О. С. Вяловым (1959б), а затем независимо от него и М. И. Петрашкевичем (1959) прослеживаются по всей центральной антиклинальной полосе между селами Боронява, Данилово, Александровка и Теребля, а также обнажаются у с. Нанково. Ими сложена отдельная горка Капульна к северо-западу от г. Тячев. Эти туфы, также здесь принимавшиеся за новоселицкие, оконтуривают Солотвинскую антиклиналь, залегая на солотвинской свите. В с. Вышково, на левобережье р. Тисы нанковский туф известен под именем ковачского горизонта. Последний представлен толщей липарито-дацитовых туфов мощностью 100 м, разделенной 30-метровой пачкой глин.

**Шандровская свита** — толща голубовато-серых глин с прослоями и пачками песчаников, часто несущих иероглифы на нижней поверхности. Она лежит между нанковскими туфами и ньяговскими конгломератами, чем и определяется ее объем. Районами типичного развития этой свиты является Солотвинская антиклиналь, где она обнажается (впрочем очень плохо) сразу выше нанковских туфов (считавшихся здесь новоселицкими), и северное крыло Тереблинской антиклинали, в обнажениях по левому берегу р. Теребли, где эта свита покрывается ньяговскими конгломератами. В обоих районах полоса развития шандровской свиты обычно рассматривалась как сложенная хустецкой свитой И. Б. Плешакова. Далее эта свита развита на крыльях антиклинали центральной полосы (Данилово—Александровка—Теребля) и, очевидно, в долине Тисы между селами Сокирницей и Тячевым под четвертичным покровом.

Шандровская свита характеризуется появлением нового комплекса микрофауны — именно *Bulimina* и песчаных фораминифер. Л. С. Пишванова указывает отсюда: *Bathysiphon* cf. *hirudiformis* (Suzin.), *Hyperammina granulosa* Vengl., *Haplophragmoides nonionoides* Brady, *Bulimina elongata* Orb., *B. longa* Vengl., *Uvigerina pygmaea* Orb., *Virgulina schreibersiana* Cz., *Globigerina bulloides* Orb. Этот комплекс, появившийся еще немного ниже нанковских туфов, продолжается и выше по разрезу, однако могут быть указаны и некоторые микрофаунистические различия. По Л. С. Пишвановой, здесь почти отсутствуют *Cyclammina*, значительное развитие которых составляет особенность следующей тячевской свиты, и вообще комплекс гораздо более разнообразный, чем в этой последней. Наконец, здесь распространены только мелкие *Bathysiphon* cf. *hirudiformis* Suzin, находимые

в отмытых образцах, выше же появляются очень крупные формы, обнаруживающиеся простым глазом на плитках песчаников.

Необходимость отделения шандровской свиты от вышележащей толщи, также, в общем относящейся к зоне песчанистых фораминифер, диктуется еще и несогласным залеганием на ней ньяговских конгломератов.

**Ньяговские конгломераты.** Толща конгломератов иногда сплошных, или образующих пласты до 10 м мощностью, иногда же разделенных на несколько горизонтов песчано-глинистыми пачками или чередующихся с гравийниками, песчаниками и глинами. У с. Теревли, где ньяговские конгломераты обнажаются у самого слияния рек Теревли и Большой Угольки, песчано-глинистая пачка разделяет их на две части. Здесь общая их мощность около 170 м.

В районе Солотвина, т. е. значительно дальше от области сноса, горизонт этот выражен, по И. Б. Плешакову, главным образом песчаниками с подчиненными им прослоями глин и конгломератов, причем в отдельных пластах конгломератов глинистый цемент преобладает над галькой («ненасыщенный» конгломерат).

Галька ньяговских конгломератов состоит главным образом из песчаников; отмечены и редкие гальки зеленоватого дацитового туфа. Размеры гальки различные; ближе к области сноса, в районе Новоселицы, на р. Большой Уголке — конгломераты более грубые, сплошные с валунами до 80 см величиной. Около с. Теревли преобладает галька до 20 см. Общая мощность местами достигает 200 м.

Ньяговские конгломераты являются очень важным элементом разреза. Они представляют один из сравнительно немногих опорных маркирующих горизонтов, позволяющих в поле ориентироваться в однообразных молассовых толщах миоцена. Эти конгломераты залегают по крайней мере в северной части Солотвинской впадины, несогласно на подстилающих слоях и срезают иногда все толщи вплоть до новоселицких туфов. По-видимому, однако, они не всегда достаточно отчетливо выражены и в таких случаях установить границу между шандровской и тячевской свитами становится трудно.

И. Б. Плешаков в ньяговскую свиту включал, помимо конгломератов, также и часть лежащей выше песчано-глинистой толщи. И. А. Коробков и И. Б. Плешаков (1948) уже отмечали, что расчленение теревской серии (ньяговской, тячевской и вульховецкой свит) по фауне моллюсков произвести не удалось. То же самое можно сказать в отношении ньяговской и тячевской свит и по микрофауне. Вся толща, залегающая между ньяговским конгломератом и нересницкой свитой (нижней частью вульховецкой свиты И. Б. Плешакова), характеризуется развитием однотипного комплекса песчанистых фораминифер и булимин.

Поэтому, несколько расширив объем тячевской свиты, можно считать, что ньяговские конгломераты лежат в ее основании.

**Тячевская свита** сложена чередующимися песчаниками и глинами, иногда с пачками массивных песчаников, тонкими угольными прослойками и небольшим (до 2 м) горизонтом дацитового туфа в нижней части (рис. 47). Она содержит богатый и разнообразный комплекс как моллюсков, так и фораминифер. Моллюски были описаны И. А. Коробковым (1951), дополнительный их список содержится в статье В. А. Горещкого (1953). В последнее время в ряде мест была встречена очень характерная для верхнего тортона Предкарпатья форма *Pecten elini* Zhizh. и *Atlanta korobkovi* Gor. et Buz. (Петрашкевич, Гришкевич, Гуридов, 1961). Списки фораминифер можно найти в работах Л. С. Пишвановой (1958а, 1961) и И. В. Венглинского (1958а), которые дали также описание ряда видов.

Для тячевской свиты характерен комплекс песчаных фораминифер и булимин; частично такой же комплекс содержится в шандровской свите. Однако в описываемой свите комплекс микрофауны становится более разнообразным. По Л. С. Пишвановой, здесь встречены: *Bathysiphon* cf. *hirudiformis* (Suzin.), *Textularia mariae* Orb., *Haplophragmoides nonionides* Brady, *Bulimina intonsa* (Liv.), *B. subulata* (Cush. et Park.), *Caucasina lucera* Pischv., *Uvigerina semiornata* Orb., *Valvulineria complanata* Orb., *Gyroidina soldani* Orb., *Globigerina bulloides* Orb. Кроме того, обнаружено много *Cyclamina pleschakovi* Pischv. и *Cibicides dutemplei* (Orb.), которые почти не

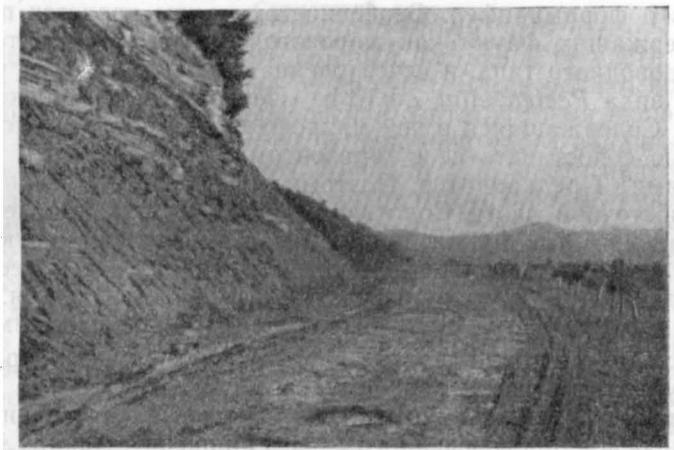


Рис. 47. Обнажение пород тячевской свиты на р. Тересве.  
Фото В. И. Славина

встречаются в нижележащей шандровской свите. В микрофаунистическом отношении тячевская свита была обозначена как подгоризонт с *Cyclamina*. Микрофаунистические особенности, а главное наличие разделяющего обе свиты ньяговского конгломерата, к тому же залегающего несогласно, заставляет считать их самостоятельными членами разреза. По микрофауне шандровская и тячевская свиты параллелизуются с прутским горизонтом Предкарпатя.

Несколько изменяя первоначальный объем, в тячевскую свиту включаются также и ньяговские глины И. Б. Плешакова, поскольку провести границу между ними чрезвычайно трудно. Принимать за эту границу первый мощный пласт песчаников, как иногда предлагается, вряд ли возможно, имея в виду очень сильную фациальную изменчивость и невыдержанность отдельных песчаниковых и других горизонтов. По фауне моллюсков и по микрофауне такое разделение также не удается произвести.

**Нересницкая свита** — толща глин и песчаников с прослоями конгломератов с фауной моллюсков, не отличающейся по своему составу от фауны тячевской свиты (Коробков, 1951; Горецкий, 1953), и обильной микрофауной, среди которой почти совсем исчезают песчаные фораминиферы и появляется много *Cassidulina*. Общий комплекс следующий: *Textularia subangulata* Orb., *Elphidium notabilis* Pischv., *Reussella tortonica* Pischv., *Bulimina elongata* Orb., *B. subulata* (Cush. et Park.), *Bolivina angusta* Pischv., *Cassidulina crista* Pischv. Данный комплекс вполне соответствует комплексу слоев с *Cassidulina*

*crista Pischv.* Предкарпатья, т. е. коломыйским слоям, поэтому этой части разреза (нересницкой подсвите вульховецкой свиты И. Б. Плешакова) можно придать значение самостоятельной свиты. Верхняя терновская подсвита И. Б. Плешакова характеризуется уже совершенно иным комплексом микрофауны и включается в состав следующей толщи. Поэтому название вульховецкая свита из общей схемы изъято.

**Даролинская свита** — глины с прослоями и пачками песчаников и с отдельными горизонтами конгломератов. Свита охватывает верхнюю часть вульховецкой свиты (терновскую подсвиту), а также бешикурскую и басхевскую свиты, входившие в состав апшинской серии И. Б. Плешакова. Вся эта толща характеризуется однотипной фауной моллюсков и фораминифер. Особенностью свиты является присутствие слоев, содержащих фауну как морского, так и солоноватоводного и даже пресноводного типа, и исчезновение характерного для подстилающих слоев вида *Pecten elini Zhizh.* (Петрашкевич, Гришкевич, Гуридов, 1961). Содержащаяся в ней микрофауна позволила с полной определенностью сопоставить ее с горизонтом *Streblus beccarii* (клокучинскими слоями) Предкарпатья. Поэтому она и была объединена в одну свиту. В восточной части Солотвинской впадины, в районе основного распространения этой толщи, прослеживаются два маркирующих горизонта конгломератов. Они позволяют производить здесь местное деление на подсвиты, в других разрезах не выдерживающееся. Для подсвит сохранены названия, предложенные И. Б. Плешаковым.

Вопрос о принадлежности клокучинских слоев Предкарпатья к верхнему тортону или к нижнему сармату оставался до последнего времени спорным. Он может быть сейчас решен на основании изучения фауны моллюсков, произведенного Г. Н. Гришкевич. Анализ этой фауны дает возможность сделать заключение о верхнетортонском возрасте даролинской свиты и распространить это заключение на ее аналог в Предкарпатье — слой с *Streblus beccarii*. По кровле даролинской свиты проводится граница между тортоном и сарматом.

В Чопской впадине в верхнем тортоне, наряду с осадочными породами, развиты вулканические образования. Они имеются в районе сел Жнятино, Чикосгоронда, Баркасово, Шаланки и слагают северо-восточную часть Береговского холмогорья. В центральной части впадины вулканогенные образования вскрыты многочисленными скважинами. Они представлены андезитами, андезито-дацитами и андезито-базальтами.

На Береговском холмогорье андезиты залегают на коре выветривания мезозойских (?) эффузивов в виде потока, вытянутого в северо-западном направлении (скв. 8). Они представлены двупироксеновыми андезитами, темно-серого, почти черного цвета. Структура породы порфировая, основной массы — гиалопилитовая или вытрофировая. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, обычно битовнит-лабрадором, моноклинным пироксеном с содержанием железистого компонента 30—35% и гиперстеном, обычно несколько выветрелым. Он содержит около 40% железистого компонента. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, моноклинного пироксена, магнетита и стекла. Кроме свежих андезитов встречаются выветрелые, миндалекаменной текстуры. Из вторичных минералов в них присутствуют хлорит, кальцит и сидерит. Андезитовые туфы мощностью от 2 до 5 м в основном агломератовые переслаиваются с маломощными потоками андезитов и залегают в верхней части андезитового потока.

Выше залегают нижние липаритовые туфы мощностью около 320 м; вскрыты скв. 8 (до этого не были известны).

На описанные туфы ложится нижняя осадочная толща — плотные темно-серые аргиллиты с хорошо выраженной слоистостью, со слюдой на плоскостях наложения, пиритизированные. На глубине 200—300 м в аргиллитах встречены прослойки волокнистого гипса. В аргиллитах был собран богатый комплекс фораминифер, среди которых И. В. Венглинским определены — *Cyclammina deflata* Ven gl., *Textularia beregovien-sis* sp. nov., *Ammodiscus incertus* (O r b.), *Spiroplectammina carinata* (O r b.), *Listerella communis* (O r b.), характерные для верхнего тортона.

Выше залегают отложения нижнего сармата.

#### Сарматский ярус

В Солотвинской впадине в крайней восточной ее части сарматские отложения развиты в бассейне р. Апшицы. Здесь однако присутствуют только низы разреза — доробратовская свита, которая включает стрембенскую и прегудскую подсвиты. В западной части впадины на правобережье р. Рики, в районе сел Липча и Иза протягивается другая полоса развития сармата. Здесь находится наиболее полный разрез, принимаемый за опорный. Кроме того, сарматские отложения распространены у юго-восточной окраины впадины на левобережье р. Тисы — в Вышковском и Велятинском районах.

В пределах Чопской впадины они обнажаются лишь в немногих местах — в Береговом холмогорье и вдоль подножия Выгорлат-Гутинского хребта — в бассейне р. Боржавы и в соседних районах. Они широко распространены на территории всей впадины под покровом четвертичных и паннонских образований, где вскрыты рядом скважин. Специальным изучением сарматских отложений и фауны моллюсков занималась Г. Н. Гришкевич (1956), по данным которой и составлен этот обзор. Обработку микрофауны сармата производил И. В. Венглинский (1958а) и др.

Ввиду значительных различий в характере разрезов, описание сарматских отложений приводится по отдельным районам.

Вся толща сармата обозначается как вышковская серия. Она делится на три свиты, легко узнающиеся по составу фауны и получившие названия доробратовской, луковской и алмашской свит. Эти свиты являются общим знаменателем для тех частных узкоместных подразделений, которые даются для различных районов.

**1. Липчанский район.** Стратотипическим разрезом, в котором установлено это деление, следует считать разрез Липчанского района на правобережье р. Рики. Здесь Г. Н. Гришкевич описан следующий разрез.

**1. Абровые слои (доробратовская свита).** Песчано-глинистая толща, литологически подразделяющаяся на две части. Нижняя часть состоит из голубовато-серых песчаных глин, а значительно большая по мощности верхняя часть образована чередующимися песчаниками и глинами с преобладанием то тех, то других, и с отдельными мощными песчаными горизонтами. В низах этой верхней части отмечены два прослоя конгломератов (0,8 и 1 м) и светло-серый туф (2 м).

Вся толща, имеющая видимую мощность около 250 м (низы ее не обнажены), содержит обильную фауну моллюсков, приуроченную, однако, только к глинистым слоям. Общий ее состав следующий: *Abra reflexa* (Eich w.), *A. reflexa elongata* Gris ch k. (in litt.), *A. reflexa magurica* Mojs., *A. alba* Wood., *A. alba scytica* Sok., *Modiolus naviculoides maximus* Newe ss k. (in litt.), *Ervilia dissita* Eich w., *E. trigonula* Sok., *Maetra fragilis buglovensis* Lask., *Cardium inopinatum*

Grischk. (in litt.), *C. cf. lithopodolicum* Dub., *C. ex gr. plicatum* Eichw., *Mohrensternia inflata* (M. Hoernes), *M. angulata* Eichw., *M. hydrobioides* Hilb., *Potamides mitralis* (Eichw.), *Acteocina lajonkaireana* (Bast.) — очень мелкие, *Natica catena helicina* Brocchi, *Clavatula doderleini* (M. Hoern.), *Neritina* sp. Данный комплекс совершенно не содержит форм, характерных для нормально морских тортонских отложений. Все эти формы распространены в бугловских слоях и их аналогах и в собственно нижнем сармате. Некоторые виды свойственны только бугловским и веселянским слоям: *Maetra fragilis buglovensis* Lask., *Ervilia trigonula* Sok., *Abra alba scythica* Sok., *Natica catena helicina* Brocchi.

Наиболее многочисленными в общем фаунистическом комплексе являются крупные *Abra*, почему эта толща и была названа абровыми слоями. Правда, почти все *Abra*, кроме *Abra alba scythica* Sok. переходят и в верхний горизонт нижнего сармата, но там они обладают значительно меньшими размерами и не выделяются на фоне остальной фауны своим качеством. Любопытно отметить наличие в некоторых слоях многочисленных мшанок.

Большое значение как местная — для Закарпатья — руководящая форма имеет *Cardium inopinatum* Grischk. (in litt.). Она не выходит за пределы этого горизонта, который иногда и обозначается как зона *Cardium inopinatum*. Помимо Закарпатья, *C. inopinatum* был найден в нижнесарматских (бугловских) отложениях Черновицкого района на юго-западной окраине Русской платформы (район с. Плугов, окрестности Львова), в Молдавии (Унгены), а за пределами Советского Союза в нижнем сармате Румынии на продолжении Солотвинской впадины, где он фигурирует как *Cardium politioanei* Jek.

Микрофауна, по И. В. Венглинскому (1954), имеет нижнесарматский облик; наиболее типична для рассматриваемой части разреза — *Miliolina akneriana* (Orb.) var. *rotunda* Gerke, *M. consobrina* (Orb.) var. *nitens* Reuss, *Nonion bogdanowiczi* Volosch., *N. martkobi* Bogd., *N. serenus* Vengl., *Rotalia simplex* (Orb.), *R. beccarii* (L.).

Основываясь на анализе фауны моллюсков, Г. Н. Гришкевич пришла к заключению, что абровые слои должны быть сопоставлены с бугловскими и отнесены к нижнему сармату.

2. Слои с *Cardium transcarpaticum* Grischk. (луковская свита) — макакунские слои. С большим горизонтом конгломерата (2 м) в основании выше залегает со следами размыва значительная толща (около 400 м) глин с прослоями алевролитов и песчаников, с подчиненными пачками рыхлых песчаников до 18 м. Имеется также ряд очень тонких прослоев светлых туфов. В верхней части отмечен горизонт темно-серого андезита (15 м), рассматривающегося как пластовая интрузия.

Во всей толще содержится фауна моллюсков, иногда весьма обильная, местами даже в виде прослоев сплошного ракушечника. Характерным для того комплекса является обилие мактр и кардиумов [*Abra reflexa* (Eichw.), *A. reflexa elongata* Grischk. (in litt.), *Modiolus naviculoides maximum* Newessk., *Ervilia dissita* Eichw., *E. dissita andrussovi* Koles., *Maetra eichwaldi* Lask., *M. podolica praenaniculata* Grischk. (in litt.), *M. cf. andrussovi* Koles., *Cardium transcarpaticum* Grischk., *C. lithopodolicum* Dub., *C. sarmaticum* Barb., *C. plicatum* Eichw., *C. repentinus* Grischk. (in litt.), *C. pium* Zhizh., *C. politioanei* Jekel., *Tapes naviculatis* Andrus., *Calliostoma angulatosarmates* (Sinz.), *Acteocina lajonkaireana* (Bast.), *Murex* sp., *Duplicata* sp., *Hydrobia* sp. — (Гришкевич, 1956)], из числа которых особенно важен *Cardium transcarpaticum* Grischk., руководящий вид для луковской свиты. Следует отметить, что *Cardium transcarpaticum*

Grischk. оказался чрезвычайно широко распространенным видом и за пределами Закарпатья. Он был обнаружен в Грузии, в районе залива Кара-Богаз-Гол (Гришкевич и Невеская, 1958) и в Румынии.

Приведенная выше фауна с полной определенностью показывает принадлежность луковской свиты к вольтинскому горизонту сармата. Из числа фораминифер здесь присутствуют: *Miliolina reussi* Bogd., *Articulina problema* Bogd., *Nonion martkobi* Bogd., *N. subgranosus* (Egg.), *Elphidium aculeatum* (Orb.), *E. latoviensis* Vengl., *E. reginum* (Orb.), *E. macellum* (F. et M.), *E. hauerinum* (Orb.), *E. angulatum* (Egg.), *E. rugosum* (Orb.), *Rotalia beccarii* (L.).

Алмашская свита сложена внизу глинами с туфовыми прослойками и очень богатым комплексом моллюсков, а сверху — сильно песчанистыми глинами с прослоями рыхлых песчаников и с весьма обедненной фауной моллюсков. Соответственно в ней выделяются две фаунистические зоны. Общая ее мощность около 30 м.

1. Зона *Cardium finitima* — пачка голубовато-серых глин с многочисленными очень тонкими туфовыми прослойками. В нижней трети проходит пласт дацитового туфа мощностью 1,25 м. Общая мощность около 15 м. Содержится чрезвычайно обильная фауна моллюсков. Массовые скопления образуют: *Cardium pium* Zhizh., *C. finitima* Grischk. (in litt.), *C. sarmaticum* Barb., *C. ringeiseni* Jekel., *C. politioanei* Jekel., *Modiolus naviculoides maximus* Newessk., *Ervilia dissita andrussovi* Koles., *E. dissita corbuloides* Grischk. (in litt.), *Maetra podolica* Eichw., *M. eichwaldi* Lask., *M. rectotruncata* Grischk. (in litt.), *Tapes naviculatus* Andrus., *Acteocina lajonkaireana* Bast., *A. lajonkaireana maxima* Berger.

2. Зона обедненной фауны — глины более яркого голубоватого оттенка, чем подстилающие, очень сильно песчанистые и крупнослудистые, с прослоями рыхлых песчаников. В этой пачке исчезает большая часть видов, развитых в нижней зоне и фауна становится гораздо более однообразной, обедненной. Из числа мактр, столь многочисленных в предыдущей зоне, здесь имеются только редкие очень мелкие (до 5 мм) *Maetra* sp.; продолжают существовать, однако также делаются очень мелкими — *Acteocina lajonkaireana* (Bast.), *Duplicata verneuili* Orb. (до 5 мм) и *Tapes vitalianus* Orb. (до 1 см).

В массовом количестве в глинах находятся чрезвычайно тонкостенные и очень малорослые, но имеющие все признаки взрослых особей *Cardium pium* Zhizh., *C. finitima* Grischk. (in litt.) и *C. politioanei* Jekel. Появляются новые формы — очень толстостенные *Tapes* aff. *tricuspis* Eichw. Из числа фораминифер могут быть отмечены многочисленные очень крупные, хорошо различимые в обычную лупу *Nonion subgranosus* Egg. и *N. martkobi* Bogd. Подавляющее большинство форм моллюскового комплекса алмашской свиты представляют нижнесарматские виды, однако здесь появляются и некоторые элементы среднего сармата. К их числу относятся многочисленные *Duplicata* (*D. verneuili* Orb.) и близкие к ней, очень крупные и разнообразные *Acteocina*. Вместе с тем здесь исчезает столь характерный для нижележащей луковской свиты *Cardium transcarpaticum* Grischk. и пышно расцветают происшедшие от него *C. finitima* Grischk. (in litt.) и *C. pium* Zhizh. В большом количестве появляются *Cardium ringeiseni* Jekel. и толстостенные *Tapes* aff. *tricuspis* Eichw. Такое изменение характера фауны, несмотря на присутствие еще большего количества нижнесарматских форм, заставило Г. Н. Гришкевич отнести алмашскую свиту к низам среднего сармата.

Алмашской свитой заканчивается разрез морского сармата. Выше начинаются уже паннонские отложения, которые охватывают по воз-

расту остальную часть среднего сармата, верхний сармат и нижний плиоцен.

**II. Вышковский район.** Отложения сармата согласно перекрывают верхнеуртонские отложения и развиты в центральной и восточной частях Вышковского района. Они представлены нижним и средним сарматом.

Отложения нижнего сармата по фауне подразделяются на две части: нижняя часть И. В. Венглинским (1958а) выделена в доробратовскую свиту, верхняя часть В. Н. Утробиним (1954) отнесена к луковской свите. Средний сармат установлен Г. Н. Гришкевич (1956) и выделен ею в алмашский горизонт.

Доробратовская свита сложена аргиллитами, песчаниками, алевролитами с двумя маркирующими горизонтами липаритовых туфов мощностью от 30 до 60 м. Свита подразделяется на три подсвиты — нижне-, средне- и верхнедоробратовскую.

*Нижнедоробратовская подсвита* представлена чередованием плотных глин и аргиллитов и серых тонкослоистых песчаников. В верхней части преобладают грубослоистые песчаники с незначительными прослоями глин. Мощность подсвиты 50—100 м.

*Среднедоробратовская подсвита* образована глинами, аргиллитами и алевролитами с мощными горизонтами песчаников. Верхняя часть в основном сложена глинами. В основании подсвиты залегает маркирующий горизонт липаритовых туфов мощностью от 40 до 60 м. Мощность подсвиты 150—200 м.

*Верхнедоробратовская подсвита* состоит в основном из глин и аргиллитов, содержащих маломощные прослои песчаников. В нижней части подсвиты прослеживается второй (верхний) маркирующий горизонт липаритовых туфов мощностью 20—30 м. Мощность подсвиты 50—60 м.

Нижнесарматский возраст доробратовской свиты в Вышковском районе прочно подтвержден фауной. И. В. Венглинский выделяет здесь две микрофаунистические зоны: 1) нижняя «цибицидесовая» с *Cibicides badenensis* (Ogb.) и 2) верхняя «ребристых милиолинид» с *Miliolina reussi* Vogd. В нижней зоне, соответствующей основанию доробратовской свиты, кроме *Cibicides badenensis* (Ogb.), присутствуют многочисленные *Cibicides* cf. *akneriana* (Ogb.), *C.* aff. *certus* Vengl., реже *Miliolina akneriana* (Ogb.), *Articulina* sp. В верхней зоне (верхнедоробратовской подсвите), кроме *Miliolina reussi* (Vogd.), встречаются: *Miliolina karreri* (Reuss), *Cibicides vuschkoviensis* Vengl., *Elphidium* aff. *transcarpaticum* Vengl., *Nodobaculiella sulcata* (Reuss).

В верхнедоробратовской подсвите Г. Н. Гришкевич (1956) определены следующие виды: *Cardium lithopodolicum* Dub., *Abra reflexa* Eichw., *Ervilia trigonula* Sok., *Ervilia dissita* Eichw., *Morensteria inflata* (M. Hoern.), *Modiolus naviculoides maximus* Newessk (in litt.), *Cardium* ex gr. *barbotti* M. Hoern., *C. inopinatum* Grischk. (in litt.), *C.* cf. *lithopodolicum* Dub.

Мощность доробратовской свиты 300—450 м.

Луковская свита широко развита в пределах Вышковского района, где выходит на поверхность в пределах развития антиклинальных структур, а также вскрывается рядом скважин в восточной синклинальной структуре.

Свита представлена в основном глинами серого и темно-серого цвета, плотными, содержащими редкие и маломощные прослои песчаников мелкозернистых, плотных, светло-серого цвета. В толще наблюдаются маломощные прослои туфов липаритового состава. Наиболее выдержанным по простиранию является прослой липаритового туфа,

залегающий в основании луковской свиты. Мощность его колеблется от 5 до 12 м. Выше этого туфа в глинах обнаружен очень богатый комплекс моллюсков: *Ervilia dissita* Eichw., *Maetra* sp., *Cardium lithopodolicum* var. nov., *C. transcarpaticum* Grischk., *C. pium* Zhizh., *Modiolus incrassatus* Orb. (определения Г. Н. Гришкевич). Приведенный комплекс фауны сопоставляется с волинским горизонтом. По данным И. В. Венглинского (1958а), здесь встречен следующий комплекс фораминифер: *Nonion subgranosus* (Egger.), *N. bogdanovici* (Vol.), *N. martcobi* Bogd., *Elphidium angulatum* (Egger.) и др. Комплекс фораминифер имеет большое сходство с фораминиферами нижнего сармата Венского бассейна и некоторых районов Молдавии и Кавказа.

Мощность луковской свиты 150—200 м.

Алмашская свита охватывает нижнюю часть среднего сармата. Она связана постепенным переходом с луковской свитой и представлена глинами известковистыми, темно-серыми, плотными, с большим количеством растительных остатков, с редкими прослоями липаритовых туфов. Опорный разрез алмашской свиты в Вышковском районе составлен по скв. 351 в интервале 3,5—43,5 м.

Г. Н. Гришкевич (1959—1960 гг.) определена богатая фауна моллюсков: *Cardium plicatofittoni* Sinz., *C. vindobonensis* (Part.), *C. pium* Zhizh., *C. finitima* Grischk., *C. sarmaticum* Barb., *C. barbotti* R. Hoern., *C. politioanei* Jekel., *Maetra* sp. Из фораминифер пышного расцвета достигают представители родов Nonionidae и Miliolidae. К числу первых относятся — *Nonion subgranosus* (Egger.), *Bolivina* ex gr. *dilatata* Reuss, *Virgulina schreibersiana* Cz., *Cassidulina margareta* Kagger., ко второму — *Miliolina consobrina* Orb., *Miliolina reussi* (Bogd.), *Articulina problema* Bogd., *A. articulinoidea* Gerke., *A. sarmatica* (Kagger.).

Мощность алмашской свиты 25—100 м.

Выше начинаются отложения паннонского надъяруса.

III. Северная окраина Мукачевской впадины. В Чопской впадине, помимо Береговского района, который будет рассмотрен отдельно, сарматские отложения обнажаются вблизи подножия Выгорлат-Гутинского хребта между г. Мукачевым и долиной р. Иршавы (Залужский район). Кроме того, скважинами они пройдены в открытой на юг Иршавской котловине, которая находится уже в пределах размытого здесь вулканического хребта. Наконец ряд выходов сармата известен еще севернее, между селами Луково и Приборжавское (бывш. Заднее), в долине р. Боржавы. Эти выходы представляют собой продолжение полосы сармата правобережья р. Рики (Липчанского района), перекрытой молодыми вулканическими породами и снова показывающейся на поверхности там, где р. Боржава прорезает до основания вулканический Выгорлат-Гутинский хребет. Подробно сармат перечисленных районов не рассматривается, так как здесь разрез в принципе такой же, как и в районе Липчи.

Подстилающая сармат даролинская свита в единичных известных выходах сложена в долине р. Боржавы серыми песчаными глинами с прослоями глинистых песчаников и углей и с соответствующей, хотя и бедной фауной.

Доробратовская свита (абровые слои) состоит внизу из переслаивающихся глин, песков и алевролитов, выше из песков, песчаников и алевролитов с тонкими прослоями глин, образующих мощную, но не выдержанную по простиранию пачку, а в самом верху — из глин с прослоями туфов и туффитов. Общая мощность 400—500 м. Из числа моллюсков наиболее характерны многочисленные *Cardium inopinatum*

Grischk. (in litt.) и крупные *Abra* [*A. reflexa* Eichw., *A. reflexa magurica* Mojs, *A. reflexa elongata* Grischk. (in litt.)].

Среди фораминифер имеются, кроме среднемиоценовых форм, ряд видов руководящих для абровых слоев: *Miliolina akneriana* (Orb.), *M. schreibersii* (Orb.), *M. consorbina* (Orb.), *Discorbis risella* Bogd., *D. imperatoris* (Orb.), *Nonion serenus* Vengl., *Cibicides certus* Vengl.

Луковская (песчано-глинистая) свита имеет мощность до 350 м; нижняя ее граница легко устанавливается по исчезновению *Cardium inopinatum* Grischk. (in litt.), крупных *Abra* и по появлению *Cardium transcarpaticum* Grischk.

Алмашская свита (мощностью до 80 м) представлена несколько иначе, чем в Липчанском районе и состоит из сильно песчаных иногда туфогенных глин, переполненных только *Hydrobia* sp. с прослоями лигнита. За ней следуют нижнепаннонские отложения.

**IV. Береговский район.** В Береговском холмогорье, возвышающемся среди аллювиальной равнины, разрез сарматских отложений довольно своеобразен; здесь выделяется несколько комплексов вулканогенных пород с промежуточными пачками глин.

На нижней осадочной толще, по возрасту относящейся к верхнему торстону, залегает средний горизонт липаритовых туфов и туффитов непостоянной мощности — от 0 до 360 м, условно относимых к нижнему сармату; в них был найден один экземпляр *Ervilia trigonula* Sok. Вулканический цикл, который начался эксплозивной деятельностью, вызвавшей образование этих туфов, закончился, как пишет М. Ю. Фишкин (1954), экструзиями липаритов (вулканические купола гор Хаеш, Длинной, Шарок, Ардов).

Средний горизонт липаритовых туфов (ранее он именовался нижним горизонтом) представлен различными разностями от пелитовых до агломератовых. Верхняя осадочная толща, имеющая мощность до 150 м, сложена глинами, переслаивающимися с песчаниками и туффитами. Здесь найден отпечаток нового вида муравья *Lassius tertarius* Lales (Залесский, 1949). Фауна моллюсков отсутствует. Из малочисленных фораминифер И. В. Венглинским (1953) определены: *Saccommina* aff. *ovalis* (Subb.), *Nonion boulanus* (Orb.), *N. martkobi* Bogd., *Elphidium subumbilicatum* (Cz.), *Rotalia beccarii* (L.) и *Cibicides vuschkoviensis* Vengl.

Верхний горизонт светлых почти белых слоистых береговских липаритовых туфов мощностью до 100 м венчает разрез Береговского холмогорья. К этому же вулканическому циклу, по М. Ю. Фишкину (1954), относится экструзия липаритов горы Б. Золотистой. В верхней части туфового горизонта в пелитовых плитчатых туфах были найдены в небольшом количестве ядра и отпечатки моллюсков, определенных Г. Н. Гришкевич (1956) как *Abra* cf. *alba* Wood., *Mohrensternia inflata* M. Ноегп., *Maetra* sp., *Cardium inopinatum* Grischk. Этот небольшой, но весьма характерный комплекс устанавливает, по Г. Н. Гришкевич (1956), принадлежность как верхних туфов, так и верхней осадочной толщи к нижнему горизонту нижнего сармата, т. е. абровым слоям (добробратовской свите).

На среднем и верхнем горизонтах липаритовых туфов залегают липариты тоже нижнесарматского возраста. В пределах Береговского холмогорья и западнее расположенных возвышенностей выявлено 9 куполов липаритов. Высота их колеблется в пределах 100—150 м, диаметр основания 0,5—0,7 км. Длина потоков иногда превышает 1,5 км. По внешнему виду можно выделить три разновидности липаритов: коричневые, серые и черные. Коричневые липариты слагают цент-

ральную часть купола в районе горы Хаеш (рис. 48), серые липариты развиты в западной части Береговского холмогорья, а черные слагают периферические части куполов и маломощные потоки. Черные липариты (иногда темно-зеленые) стекловатые, с перлитовой структурой основной массы. Общая структура порфировая. Порфиновые выделения представлены преимущественно плагиоклазом от № 55 в центральной части зональных зерен до № 30 в краевой части. Очень редко встречаются мелкие зерна кварца, биотита, гиперстена и роговой обманки (в протолочных пробах). Количество порфириновых выделений колеблется в широких пределах, иногда достигая 20%. Из аксессуарных присутствуют циркон и апатит. Основная масса представлена изотропным стеклом с показателем преломления 1,492—1,495 и палочкообразными и волосовидными кристаллами. Серые липариты обладают более раскристаллизованной основной массой фельзитовой или сферолитовой структуры. Коричневые липариты еще более сильно раскристаллизованы с основной массой фельзитовой, переходящей в трахитовую структуру. Она представлена игольчатыми микролитами полевого шпата и мелкими зернами кварца, имеющего неясные очертания. Кроме того, в породе присутствует большое количество рудной пыли и более крупных зерен магнетита кубического габитуса.

Таков разрез образований сарматского возраста Береговского района.

**V. Бассейн р. Апшицы.** На небольшом участке в крайней восточной части Солотвинской впадины — в бассейне р. Апшицы развита песчано-глинистая толща, принадлежащая к нижнему сармату. Эта толща была включена И. Б. Плешаковым (1949) в апшинскую серию, отнесенную им к тортону, и разделена на две свиты — стрембенскую и прегудскую. Деление основано на наличии в основании каждой из них пачки конгломератов. И. Б. Плешаков указывает на несогласное залегание той и другой свиты на подстилающих образованиях. Впрочем это может быть только «краевое несогласие» и не трансгрессивное, а регрессивное залегание, связанное с поднятиями прилегающей суши и выносом в эти моменты более грубого материала.

Стратотипический разрез находится на р. Апшице у с. Верхнее Водяное и выше по реке. В последующие годы анализ фауны моллюсков (Гришкевич, 1956) и фораминифер (Венглинский, 1954, 1958а) показал, что стрембенская и прегудская свиты относятся к нижнему сармату и являются стратиграфическим аналогом абровых слоев или доробратовской свиты. Для бассейна р. Апшицы может быть сохра-

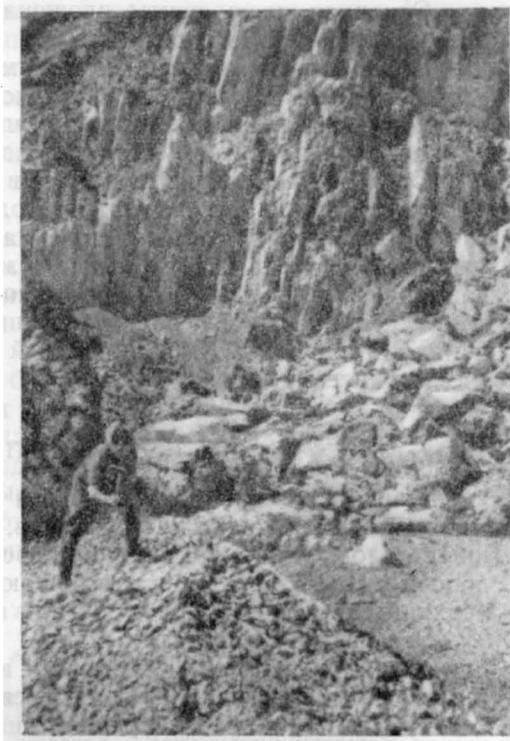


Рис. 48. Центр липаритового купола горы Хаеш, вблизи г. Мукачево (Закарпатье).  
Фото В. С. Попова

нено, но лишь как чисто местное, деление доробратовской свиты на две подсвиты — нижнюю и верхнюю по разделяющему их горизонту конгломератов. Для этих подсвит оставлены названия стрембенская и прегудская. Нужно заметить, что по фауне нижняя граница сармата проводится примерно на 40 м ниже стрембенского конгломерата.

*Стрембенская подсвита* (по И. Б. Плешакову) имеет мощность до 600 м и начинается конгломератом (20 м) иногда, у северного края, валунным (с валунами до 80 см).

Основная часть свиты сложена чередующимися темными зеленовато-серыми глинами, песчаниками и конгломератами. Песчаники массивные и плитчатые, с растительным детритом, со знаками ряби и линзовидными прослоями гравийников и конгломератов, увеличивающимися к северу, т. е. к окраине впадины. Наоборот, в юго-восточном направлении в них все больше появляется глинистых прослоев.

Стратотипом считается разрез в верховьях ручья Стрембы, впадающего в р. Апшицу у с. Верхнее Водяное.

*Прегудская подсвита* также начинается мощным конгломератом (до 40 м). Галька и валуны (до 1 м) состоят преимущественно из песчаников флиша, кварца и кварцитов. По И. Б. Плешакову, в нижней части свиты, имеющей общую мощность около 800 м, преобладают песчаники и конгломераты, а в верхней — глины, особенно мощно развитые у с. Верхнее Водяное.

#### ПАННОНСКИЙ НАДЪЯРУС \*

Морские отложения нижнего и самых низов среднего сармата покрываются мощной толщей осадков, образовавшихся уже в совершенно иных условиях — в замкнутом и все более и более опреснявшемся водоеме. По возрасту они охватывают большую часть среднего сармата, верхний сармат, нижний и средний плиоцен.

Эта песчано-глинистая толща, относящаяся к паннону, согласно, или иногда с некоторым размывом в краевых частях, ложится на отложения сармата. Она подразделяется на две части — изовскую и кошелевскую свиты, соответствующие нижнему и верхнему паннону. Вместе с тем граница между ними отвечает границе между миоценом и плиоценом. Кошелевская свита покрывается левантинскими отложениями (верхний плиоцен), представленными двумя различными фациями, но связанными переходами в горизонтальном направлении вулканогенной (гутинская свита) и осадочной (ильницкая свита).

Наличие паннонских отложений в Закарпатье было установлено находками фауны, сделанными почти одновременно в 1946 г. в разных местах. Н. П. Ермаковым в с. Сельце были обнаружены — *Melanopsis fossilis* var. *rugosa* Hand, *M. bonei* Feg. и *Unio* cf. *varezhelsii* Lög., а Н. С. Филимоновой — в районе сел Иза и Кошелево — *Congeria* cf. *partschi* Cz. Здесь в 1948 г. И. Б. Плешаковым собрана уже более значительная коллекция фауны (определенная И. А. Коробковым, 1951), а В. Н. Зайцевой по своим сборам 1948 г. описано несколько видов конгерий и лимнокардий. Из обоих местонахождений Г. Н. Гришкевич составлен более полный список, приведенный в работе О. С. Вялова (Вялов и др., 1954).

Изучением паннонских и левантинских отложений занимались И. Б. Плешаков (1949), составивший основную схему их деления,

\* Паннонский надъярус включает в себя образования верхней части среднего сармата, верхний сармат и нижний плиоцен (до левантина).

Н. П. Ермаков (1948а), И. Ф. Трусова (1954). Вулканогенные образования плиоцена были детально описаны В. С. Соболевым, Е. Ф. Малеевым и др. Сводные описания вошли в общие очерки О. С. Вялова (1956б, 1959б) и И. Ф. Клиточенко и В. Н. Утробина (1955). Фауна моллюсков изучалась Г. Н. Гришкевич (данные ею списки вошли в очерки О. С. Вялова), а остракод — В. Г. Шереметой. В последние годы для детализации стратиграфии и решения ряда спорных вопросов много сделали В. С. Буров, Г. Н. Гришкевич и В. Г. Шеремета. На основании детального изучения разрезов и распределения в них фауны Г. Н. Гришкевич выделила ряд зон по моллюскам, а В. Г. Шеремета — по остракодам. Сравнение фауны позволило им сопоставить выделенные зоны с соответствующими зонами Венского бассейна и других областей. В основу деления пannonа и левантина этими авторами была положена, принимаемая и здесь, общая схема деления И. Б. Плешакова. Однако в его первоначальную опубликованную схему (Плешаков, 1949) внесены некоторые изменения. Ильницкая свита, считавшаяся им более молодой, рассматривается как одновозрастная с гутинской. В соответствии с неопубликованными данными И. Б. Плешакова в схему введена (но в несколько ином объеме) новая кошелевская свита, помещенная между изовской и гутинской. Наконец, из разреза исключена липшинская свита.

Изовская и кошелевская свиты были установлены в разрезе между селами Иза и Кошелево на правом берегу р. Рики. В этом разрезе рядом исследователей собрана фауна моллюсков. А также было произведено деление на зоны по остракодам. Описание этого стратотипического разреза приводится по данным В. Г. Шереметы (1958). Здесь, выше глин алмашской свиты (низов среднего сармата), отделяясь небольшой (3 м) закрытой частью, обнажается изовская свита.

### Изовская свита

#### Нижний горизонт

- |   |        |
|---|--------|
| 1. Голубовато-серая глина, в верхней части песчанистая, с прослойками туфо-генного песчаника. Имеются многочисленные мелкие <i>Limnocardium</i> sp. и <i>Hydrobia</i> sp. и большое количество остракод — <i>Hemicytheria lörentheyi</i> (Meh.), <i>H. pokorny</i> Scherem. (in litt.), <i>Loxococoncha ornata</i> Schn., <i>L. mülleri</i> (Neh.), <i>Leptocythere parallela minor</i> (Meh.), <i>L. vialovi</i> Scherem (in litt.) и ряд других . . . . . | 4 м    |
| 2. Туфогенный песчаник . . . . .  | 0,15 „ |
| 3. Серая сильно песчанистая глина с прослойками (до 4 см) глинистого песчаника, с такой же фауной остракод, что и в слое 1 . . . . .  | 1,1 „  |
| 4. Тонко чередующиеся зеленовато-серые туфогенные песчаники (3—8 см) и серые песчанистые глины (3—5 см) . . . . .   | 0,25 „ |
| 5. Серая сильно песчанистая глина с прослоем глинистого песчаника (10 см) в средней части. Из остракод здесь преобладают, имеющиеся и в нижних слоях <i>Herpetocypris abscissa</i> (Reuss), <i>H. reticulata</i> Lal., <i>H. aspera</i> (Hejjas), <i>Eucypris sieberi</i> (Meh.) и <i>Cyprides heterostigma</i> (Reuss) . . . . .   | 0,70 „ |
| 6. Зеленоватый псефитовый туф . . . . .   | 0,35 „ |

#### Средний горизонт

- |   |        |
|---|--------|
| 7. Серая сильно песчанистая глина с тремя прослойками (3—5 см) туфо-генного песчаника в средней части. Из остракод помимо многочисленных представителей почти всех видов, указанных для слоя 5 и редких <i>Herpetocypris reticulata</i> Lal. и <i>Cyprideis heterostigma</i> (Reuss), появляются (правда еще редкие) <i>Cypria reniformis</i> Hejjas, <i>Paracypris rakosiensis</i> (Meh.) и <i>Hemicytheria foliculosa</i> (Reuss) . . . . . | 1,35 „ |
| 8. Чередование туфогенных серых зеленоватых песчаников (8—20 см) и серых песчанистых глин с многочисленными остракодами . . . . .   | 2 „    |
| 9. Серая песчанистая глина с таким же в общем комплексом остракод, как и в слое 7 и 8 . . . . .   | 3 „    |

10. Чередование серых сильно песчанистых глин (3—5 см), туфогенных песчаников (8—10 см) и туфов (10—25 см) . . . . . 0,85 м
11. Темно-серая глина, внизу сильно песчанистая, с такими же остракодами, что и в слое 9 . . . . . 1,5 „
12. Чередование серых иногда сильно песчанистых глин (5—30 см), песчаников (4—20 см) и туфов (4—30 см) . . . . . 3,3 „
13. Светло-серая сильно песчанистая глина с единичными прослойками туфогенного песчаника (до 5 см) и туфа (10 и 15 см). Имеется богатая фауна моллюсков. Среди остракод преобладают *Eucypris sieberi* (Meh.), *Herpetocypris abscissa* (Reuss), реже встречаются — *Cypris reniformis* Hejjas, *Paracypris rakosiensis* (Meh.), *P. lunata* (Meh.) и еще реже *Hemicytheria foliculosa* (Reuss), *Leptocythere lacunosa* (Reuss), *Loxoconcha granifera* (Reuss) и единичные *Candona* sp. . . . . 3,75 „

## Верхний горизонт

14. Серая сильно песчанистая глина с двумя прослоями туфогенного песчаника (20 см) с остракодами: *Eucypris sieberi* (Meh.), *Herpetocypris abscissa* (Reuss), *Cypris reniformis* Hejjas, *Paracypris rakosiensis* (Meh.), *Hemicytheria foliculosa* (Reuss), *H. tenuistriata* (Meh.), *Leptocythere lacunosa* (Reuss), *Loxoconcha granifera* (Reuss) и др. . . . . 1,35 „
15. Зеленый туф, сверху переходящий в грубозернистый туфогенный песчаник . . . . . 0,3 „
16. Серая слегка зеленоватая глина с обильной фауной моллюсков и фауной остракод такой же как и в слое 14 . . . . . 0,30 „
17. Чередование туфов, переходящих в туфогенные песчаники (15—45 см) и серых сильно песчанистых глин (5—10 см), содержащих в большом количестве туфогенный материал . . . . . 0,90 „
18. Серая сильно песчанистая глина в основании с туфогенным песчаником с фауной крупных конгерий. Среди остракод наблюдается заметное уменьшение количества *Eucypris sieberi* (Meh.), *Herpetocypris abscissa* (Reuss) и появление *Hemicytheria foliculosa* (Reuss), *H. tenuistriata* (Meh.), *H. schneideri* Scherem. (in litt.), *Leptocythere lacunosa* (Reuss), *L. nodigera* Pok., *Loxoconcha granifera* (Reuss), *L. rhombovalis* Pok., *Herpetocypris recta* (Reuss), *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok. и более редких *Cyprideis* cf. *obesa* (Reuss), *Hemicytheria* cf. *reniformis* (Reuss) и др. . . . . 0,70 „
19. Чередование серых песчанистых глин (8—15 см), туфогенных песчаников (8—10 см) и зеленоватых туфов . . . . . 1,4 „

## Кошелевская свита

## Нижний горизонт

20. Светло-серая сильно песчанистая глина с туфогенным материалом, с растительным детритом и с большим количеством конгерий и меланосид. Фауна остракод весьма обильная: *Hemicytheria tenuistriata* (Meh.), *H. foliculosa* (Reuss), *H. schneideri* Scherem. (in litt.), *Leptocythere lacunosa* (Reuss), *L. nodigera* Pok., *Loxoconcha granifera* (Reuss), *L. rhombovalis* Pok., *Herpetocypris recta* (Reuss), *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok., реже встречаются *Cyprideis* cf. *obesa* (Reuss), *Eucypris sieberi* (Meh.), *Hemicytheria reniformis* (Reuss), *Candona lobata* (Lal.), *Candona* sp. . . . . 3,2 м
21. Зеленовато-серый мелкозернистый глинистый песчаник; слюдястый, неплотный, с слабо заметной косою слоистостью; в нижней части содержит многочисленные раковины плохой сохранности конгерий и меланосид . . . . . 6,7 „
22. Серая сильно песчанистая глина с большим количеством растительного детрита, крупными конгериями и меланосидами; остракоды такие же, как в слое 20 . . . . . 1 „
23. Серая сильно песчанистая глина, местами переходящая в рыхлый глинистый песчаник с отпечатками листьев и растительным детритом: изредка встречаются крупные конгерии и меланосиды. Остракоды представлены многочисленными — *Hemicytheria foliculosa* (Reuss), *H. tenuistriata* (Meh.), *H. schneideri* Scherem. (in litt.), *Leptocythere lacunosa* (Reuss), *L. nodigera* Pok., *Loxoconcha granifera* (Reuss), *L. rhombovalis* Pok., *Herpetocypris recta* (Reuss), *Cyprideis heterostigma sublittoralis* Pok. и редкими — *Cyprideis* cf. *obesa* (Reuss), *Eucypris sieberi* (Meh.), *Hemicytheria reniformis* (Reuss) и др. . . . . 3 „
24. Рыхлый среднезернистый кварцевый песчаник, косослоистый, с редкими кварцевыми галечками до 1 см. В средней части протягивается тонкий (5 см) горизонт ракушника, образованного раковинами конгерий плохой сохранности, в нем также имеются многочисленные остракоды — те же, что и в слое 23 . . . . . 6 м

В данном разрезе выше залегают зеленовато-серые псефитовые туфы, переходящие кверху в туфобрекчию, а потом — в андезиты; это уже гутинская свита — 25 м. Верхний горизонт кошелевской свиты, срезанный здесь туфами, отличается несколько севернее. По Г. Н. Гришкевич, он сложен заметно отличающимися по внешнему виду от подстилающих песчано-глинистыми породами, для которых характерна тонкая слоистость, серая в отдельных прослоях и пестрая окраска, обилие слюды, обилие растительных остатков (обычно, однако, неопределимых). В отношении фауны моллюсков этот горизонт резко отличается полным исчезновением солоновато-водной фауны конгерий и меланопсид и появлением пресноводных моллюсков. Из последних определены *Planorbis grandis* Halov. Остракодовый комплекс остался неизученным, так как из этого разреза по верхнему горизонту материалов у В. Г. Шереметы не было. Нужно думать, что здесь должен быть тот же характерный для верхнего горизонта бедный в видовом отношении комплекс остракод тонкостенных кандон.

Таким образом, в разрезе у р. Изы изовская свита сложена голубовато-серыми песчанистыми, обычно известковистыми глинами с тонкими прослойками туфогенных песчаников и туфов до 30 см, в одном случае 1 м. Она содержит многочисленные раковины конгерий и меланопсид и обильную фауну остракод, относящихся к двум семействам — *Cytherigidae* и *Syrigidae*. По остракодам здесь выделяются три горизонта: нижний, средний и верхний.

Фауна моллюсков не дает возможности более подробно расчленить изовскую свиту и наметить в ней те фаунистические зоны, которые устанавливаются по конгериям в Венском бассейне и в Среднедунайской низменности. Виды, характерные там для отдельных зон, здесь встречаются совместно (*Congeria partschi* Cz., *C. ornithopsis* B g u s., *C. hoernesi* M ü n s t.).

Кошелевская свита литологически отличается от изовской свиты значительным преобладанием песчаников над глинами. В ней имеются мощные пачки рыхлых косослоистых песчаников. Глины всегда сильно песчанистые и слюдистые, весьма тонкослоистые.

По остракодам в сплошном разрезе с. Иза устанавливается только нижний горизонт из тех двух остракодовых горизонтов, на которые вообще делится кошелевская свита. Что касается моллюсков, то, по Г. Н. Гришкевич, в нижней части этого разреза (нижнего горизонта) в большом количестве имеются крупные *Congeria* ex gr. *subglobosa* P a r t s c h. Несколько выше протягивается прослой, состоящий из скопления крупных *Congeria ungula-caprae* M ü n s t. и крупных меланопсид. В самом верху имеется несколько тонких прослоев с ближе неопределимыми обломками раковин конгерий и меланопсидов.

Верхний горизонт кошелевской свиты обнажается несколько севернее описанного разреза; он характеризуется развитием тонкослоистых песчано-глинистых пород с обильными растительными остатками и с крупными пресноводными моллюсками. Кошелевская свита покрывается здесь мощной толщей конгломератов, лишенных органических остатков. Сколько-нибудь полных разрезов паннона известно сравнительно немного. Можно указать разрезы в районе Вышково и Велятина в Солотвинской впадине, а в Чопской впадине (на ее окраине) — разрез, вскрытый скважинами в Иршавской котловине, а дальше от края — у с. Великие Комяты. Упомянем еще своеобразно построенный разрез у с. Великий Раковец, а также у с. Сельце.

В окрестностях с. Вышково по потокам Киштече, Шуте и др. вскрывается небольшая пачка (до 10 м) серых глин с прослойками песчаников. Из числа моллюсков в них встречены только мелкие *Limno-*

*cardium* sp., *Limnaea* sp. и *Planorbis* sp. Судя по комплексу остракод, заключенному в самых низах и в верхах этой пачки, она охватывает смежные части нижнего и среднего остракодового горизонта изовской свиты.

В районе с. Велятина по потоку Бодяковец разрез паннона начинается пачкой (12 м) серых глин с растительным детритом; в ней имеется прослой (50 см) песчаника, переходящего в ракушник, образованный крупными конгериями и др. По комплексу остракод это нижний горизонт изовской свиты. Выше лежит 20-метровая пачка серых глин с редкими крупными конгериями и остракодами, характеризующими средний горизонт изовской свиты. Разрез по этому потоку неполный.

Гораздо полнее обнажается паннон в соседнем — Игнатовском потоке, где только не виден нижний горизонт. К среднему горизонту изовской свиты здесь относится пачка (около 50 м) голубовато-серых песчаных глин. Кверху глины становятся все более песчанистыми и в них появляются прослой серых песчаников (0,5—1 м) с растительным детритом. Здесь встречены в небольшом количестве раковины моллюсков и многочисленные, хотя и однообразные, остракоды.

В вышележащей пачке (20 м) роль песчаников еще больше увеличивается и они частью преобладают над глинами. Эта пачка относится к верхнему горизонту, хотя фауна остракод в ней гораздо беднее, чем в соответствующем разрезе района с. Изы.

Следующая толща мощностью 130 м сложена сильно слюдистыми косослоистыми неплотными песчаниками с растительным детритом и линзами лигнита. Имеются прослой сильно песчаных глин с отпечатками листьев. Фауна остракод довольно бедная, особенно в верхней части, однако все же дает возможность причислить эту толщу к нижнему горизонту кошелевской свиты.

Выше лежит мощная толща (230 м) рыхлых глинистых песчаников, косослоистых с большим количеством отпечатков листьев и растительного детрита, а также с линзами лигнита. В этой толще встречаются пласты сильно песчаных глин (до 3 м). Кроме того, отмечены два слоя конгломерата 0,5 и 2 м и в верхней части несколько слоев туфов от 0,10 до 4 м. Обнаружены единичные экземпляры *Planorbis* sp., *Ancylis* sp.; фауна остракод очень бедная, но весьма характерная для верхнего горизонта верхнего паннона — (кошелевской свиты) — она состоит исключительно из остракод — *Candona*.

Венчается толща паннона небольшой пачкой конгломератов (3 м).

В этом разрезе обращает на себя внимание весьма значительная по сравнению с другими разрезами мощность верхнего паннона (кошелевской свиты), а по сравнению с разрезом с. Изы, кроме того, бедность фауны моллюсков и, начиная с верхнего горизонта изовской свиты, также и остракод. Велятинский разрез может характеризовать особый тип разрезов паннона, более удаленный от окраины бассейна и расположенный в несколько более подвижной зоне.

Иршавская котловина занимает окраинное положение в Чопской впадине. Здесь мощность паннона относительно невелика, хотя уже увеличивается по сравнению с разрезом у с. Изы. Многочисленными скважинами был вскрыт следующий разрез.

На небольшой (7—10 м) песчано-глинистой пачке алмашской свиты сармата без всяких следов перерыва лежит изовская свита, толща серых песчаных глин с редкими прослойками песчаников и зеленоватых туфов (5—15 см). В ней были обнаружены *Congeria partschi* Cz. и фауна остракод (менее многочисленная, чем в разрезе у с. Изы), позволяющая все же выделить все три остракодовые горизонта, из

которых нижний имеет мощность около 16 м, средний 24 м и верхний 10 м.

Нижний горизонт кошелевской свиты мощностью около 40 м представлен внизу рыхлыми песчаниками с отдельными прослоями серых сильно песчанистых глин, а в верхней части преимущественно сильно песчанистыми глинами. Из числа моллюсков отмечены *Congeria* ex gr. *subglobosa* P a r t s c h. и в верхней части *Planorbis* sp. Фауна остракод небогатая, но вполне характерная для этого горизонта. В верхней части изредка встречаются *Candona*.

Верхний горизонт кошелевской свиты слагается сильно песчанистыми серыми глинами с незначительными прослойками рыхлых глинистых песчаников. Как и в нижнем горизонте отмечается большое количество туфогенного материала, а кроме того, и обуглившихся растительных остатков. Здесь найдены единичные *Planorbis* sp. Остракодовый комплекс состоит из разнообразных представителей рода *Candona*. Заканчивается разрез паннона пачкой пестрых глин — зеленоватых, голубовато-серых, бурых и коричневых. Они сильно песчанистые и, в отличие от всех нижележащих глин, некарбонатные. В глинах имеется большое количество туфогенного материала, отмечены тонкие прослойки зеленоватого рыхлого песчаника, обуглившиеся растительные остатки и прослойки и линзы лигнита. Моллюски и остракоды здесь отсутствуют. Общая мощность верхнего горизонта кошелевской свиты и пестрых глин в Иршавской котловине составляет 60 м.

Точно так же только по скважинам известен разрез паннона в районе с. Великие Комяты — в полосе, более удаленной от края бассейна. Как и в Иршавской котловине, паннон лежит здесь без следов перерыва на алмашской свите сармата (15—20 м), сложенной песчаниками и глинами с туфогенным материалом.

Изовская свита, имеющая мощность 95 м, содержит *Congeria partschi* Cz. и *C. hörnesi* Вгus. По остракодам выделяются все три горизонта:

1) нижний горизонт (около 22 м) представлен серыми сильно песчанистыми глинами с туфогенным материалом и растительным детритом; 2) средний горизонт (около 45 м) имеет такой же литологический состав; 3) в верхнем горизонте (около 18 м) среди глин в значительном количестве появляются прослойки песчаников и туфов.

Кошелевская свита состоит из двух частей. Нижний ее горизонт (около 50 м) образован песчано-глинистыми породами с большим количеством остракод. Верхний горизонт характеризуется наличием большого количества прослоев туфов; остракоды принадлежат различным видам кандон. В самом верху разреза появляются многочисленные прослойки пестрых глин. Эта часть разреза лишена остракод.

Общая мощность верхнего горизонта и пестрых глин превышает 80 м.

Следует отметить, что в разрезе у с. Великий Раковец, по Г. Н. Гришкевич, верхний паннон почти полностью представлен фацией пестроцветных глин с редкими планорбисами и совершенно без остракод.

В работе И. В. Венглинского и др. (1964), посвященной биостратиграфии неогеновых отложений Чопской впадины, отмечается наличие паннонских отложений в юго-восточной ее части (скв. 15, район с. Горонда), где они представлены серыми, слабо песчанистыми карбонатными глинами, в которых обнаружен комплекс остракод: *Candona albicans* Вгa d y, *Cyprideis heterostigma* (R s s.), *C. heterostigma sublitto-ralis* P o k., *Loxocochla rhombovalis* P o k., *L. elliptica* Вгa d y, *L. ex gr. granifera* (R s s.), *Leptocythere lacunosa* (R s s.), *Herpetocypris* ex gr.

*recta* (R s s.), указывающий на верхнепаннонский возраст вмещающих пород. В направлении к Вел. Бегани многочисленными скважинами Закарпатской экспедиции вскрыты и нижнепаннонские отложения.

### Верхний плиоцен

Выше паннона развита мощная вулканогенная толща, названная И. Б. Плешаковым гутинской свитой. Она слагает Выгорлат-Гутинский вулканический хребет. Точно так же выше паннона имеются и осадочные пресноводные отложения, названные В. И. Славиным ильницкой свитой. Соотношения гутинской и ильницкой свит до недавнего времени оставались неясными. И. Б. Плешаков помещал ильницкую свиту в сводном разрезе выше гутинской. Другие авторы считали наоборот, что ильницкая свита подстилает вулканогенную гутинскую свиту. В настоящее время большинство исследователей склоняется к мнению об одновозрастности упомянутых свит и считают их возраст левантинским.

#### Левантинский ярус

Ильницкая свита. По В. С. Бурову (1958), осадочные отложения верхнего плиоцена (ильницкая свита) наиболее полно изучены в Иршавской котловине и в районе Березинки. По его описанию в Иршавской котловине на пестроцветных глинах паннона лежит мощная толща пирокластических пород и андезитов, содержащая прослойки туфогенных песчаников и глин с обломками древесины и с пластами и прослоями бурого угля. В туфах много отпечатков листьев. Верхняя часть разреза слагается преимущественно песчано-глинистыми породами с прослоями туфов, туффитов и углей. Пласты угля здесь разрабатываются. Эта толща содержит левантинский комплекс остракод.

Разрез в районе Березинки, по данным В. С. Букова (1958), отличается преобладанием терригенных пород над пирокластическими, образующими отдельные пласты мощностью до нескольких метров. Изредка встречаются и андезитовые потоки. Осадочные терригенные отложения состоят из серых и зеленовато-серых иногда пятнистых зеленых и красноватых глин, алевролитов и глинистых песчаников. Породы очень тонкослоистые с чередованием более темных и светлых прослоев (по 1—2 мм). Имеются также угольные слои и прослойки гравелитов. Чередование пластов туфов, туффитов, гравелитов и углей с песчано-глинистыми породами обнаруживает некоторую ритмичность. Нередко наблюдается определенная последовательность в чередовании разных пород: туф — гравелит — уголь — глина. В большом количестве здесь встречаются остатки флоры — листьев деревьев, водорослей и травянистой растительности.

Раковины пресноводных моллюсков образуют иногда тонкие прослойки ракушника. В. А. Горецким по сборам Н. П. Ермакова определены *Unio* sp., *Brotia* cf. *vasarhelyi* H a n t., *Planorbis* sp., *Helix* sp., *Neritina* sp. Особенно важно наличие обильной фауны пресноводных остракод, список которых дал В. Г. Шеремета (1957): *Candona albicans* Brady, *C. convexa* Liv., *C. aff. angulata* Müll., *C. fabaeiformis* Fisch., *Cyclocypris laevis* (Müll.), *Iliocypris gibba* R h a m d. и др. В свое время Н. П. Ермаков отнес эти отложения к ильницкой свите и по возрасту считал их верхнепаннонскими и более молодыми, чем эффузивная толща. И. Б. Плешаков рассматривал их как более древние, чем эффузивные гутинские породы, но тоже относил к паннону. Приведенная фауна остракод имеет совершенно иной состав, чем паннонские комплексы Закарпатья и Венского бассейна, но близкий

к левантинскому комплексу Паннонского бассейна. Поэтому В. Г. Шеремета пришел к выводу, что угленосные отложения Березинки значительно моложе паннона и, возможно, относятся к левантинскому ярусу.

Угленосные отложения ильницкой свиты вскрыты многочисленными скважинами в восточной части Чопской впадины. Вся эта толща представлена озерными глинами с рабочими пластами лигнита, прослоями песчаников, туфов, а иногда потоками лав.

В работе И. В. Венглинского и др. (1964) отмечается, что отложения левантина покрывают большую часть Чопской впадины, залегая главным образом на сарматских отложениях и на ограниченной площади — на отложениях паннона. Они представлены главным образом серыми, голубовато-коричневато- и зеленовато-серыми известковистыми, песчано-слюдистыми глинами, которые переслаиваются с мелко- и среднезернистыми, сильно слюдистыми известковистыми песчаниками, реже с туфами и туффитами. Местами последние достигают значительных (более 100 м) мощностей. В песчано-глинисто-туфогенном комплексе левантина часто отмечается обугленный растительный детритус, а в отдельных пачках — прослой (около 30 см) бурого угля. Из фаунистических остатков обнаружены раковины остракод, пелеципод и гастропод. Из первых определены: *Herpetocypris reptans* (Baird), *Tliocypris gibba* (Rhamd.), *Candona angulata* (Müll.), *C. candida* (Müll.), *C. albicans* Brady, *C. aff. albicans* Brady и др. Кроме остракод, отмечаются редкие переотложенные фораминиферы. Из моллюсков определены следующие формы: *Coretus corneus* L., *Coretus* sp., *Planorbis* sp., *Bythinia* sp., *Valvatina* sp., *Hydrobya* sp., *Limnaea* sp., *Neritina* aff. *rografi* Tinpue, *Pisidium* sp., *Unio* sp. и др. Кроме моллюсков отмечаются остатки рыб (главным образом чешуя), харовых водорослей.

Исследования, произведенные В. С. Буровым и В. Г. Шереметой, показали, что среди вулканогенной гутинской толщи присутствуют осадочные песчано-глинистые угленосные породы. Они содержат однотипный комплекс остракод, позволяющий говорить об их левантинском возрасте.

Таким образом, чередующиеся осадочные угленосные отложения и вулканогенные образования относятся к единому циклу (Шеремета, 1958). Это позволило обоим авторам показать на своих схемах разновозрастную толщу, представленную частью вулканогенными породами (гутинская свита), частью осадочными (ильницкая свита), замещающими друг друга вкрест простирания (Буров, 1958; Шеремета, 1958).

В настоящее время В. Г. Шеремета на основании изучения фауны остракод доказал левантинский возраст ильницкой свиты. Вместе с тем установление ее разновозрастности с гутинской свитой дало возможность В. Г. Шеремете и В. С. Бурову причислить к левантинскому ярусу и вулканогенную гутинскую свиту. Это важный и принципиальный вывод, изменивший наши представления об истории и возрасте вулканических процессов в Закарпатье.

Таким образом, под ильницкой свитой следует понимать все верхнеплиоценовые песчано-глинистые угленосные отложения, то вклинивающиеся на разных уровнях в вулканогенную гутинскую свиту, то, по мере удаления от Выгорлат-Гутинского хребта, постепенно ее замещающую.

Гутинская свита. Как доказано исследованиями последних лет, гутинская свита включает в себя сложный комплекс вулканогенных образований левантинского возраста, слагающий Выгорлат-Гутинский хребет, протягивающийся из Чехословакии вдоль северной границы Закарпатского прогиба, шириной 10—15 км. За р. Боржавой

хребет поворачивает почти прямо на юг, отделяя Чопскую впадину от Солотвинской. Здесь, около г. Хуста, он прорезается р. Тисой. Дальше он окаймляет с юга Солотвинскую впадину и уходит за пределы Румынии.

Гутинская свита подразделяется на нижне-, средне- и верхнегутинскую подсвиты.

Нижнегутинская подсвита охватывает период излияния андезитобазальтов, андезито-дацитов и заканчивается излияниями дацитов и липаритов.

Среднегутинская подсвита включает в себя следующий этап вулканической деятельности — начинается излияниями базальтов, затем идет накопление мощных толщ туфогенного пирокластического материала; этап заканчивается излияниями андезитов.

Верхнегутинская подсвита характеризуется излияниями андезитобазальтов, затем андезитов и, наконец, дацитов, андезито-дацитов и липаритов.

*Нижнегутинская подсвита.* Андезито-базальты, входящие в состав подсвиты, развиты в крайней юго-западной части Выгорлат-Гутинского хребта (у г. Ужгорода и с. Новоселица) и вскрыты скважинами в Иршавской котловине. Туфы их пользуются значительно большим распространением и слагают нижние горизонты ильницкой свиты, а также подстилают дациты в районе с. Рокосов.

Андезито-базальты образуют потоки в несколько десятков метров, цвет их темно-серый. Они плотные или обладают небольшой пористостью. Структура их порфировая. Порфировые выделения представлены битовнитом, моноклинным и ромбическим пироксеном. Основная масса гналопилитовой структуры и состоит в основном из микролитов плагиоклаза, пироксена, рудного минерала и стекла.

Туфы андезито-базальтов у подножий Выгорлат-Гутинского хребта сложены грубообломочным материалом и обнажаются в районе с. Рокосов; они перекрываются дацитовыми туфами. Грубообломочные их разности сложены пемзовидными обломками дацита, а иногда и глыбами дацита диаметром до 0,5 м. В районе с. Рокосов туфы залегают в виде горизонта мощностью около 30 м, на агломератовых туфах андезито-базальта и перекрываются дацитами. Размер обломков дацитов в туфах 1—3 см, иногда достигает 8 см.

В районе Иршавской котловины дацитовые туфы представлены более мелкообломочным материалом и иногда переходят в пелитовые туфы мощностью 1—2 м. Среди этих туфов залегают пласты диатомита мощностью до 1 м. Южнее Рокосова в районе с. Горбки разложенные туфы дацита (бентониты) достигают 23 м. Они образовались за счет разложения тонких обломков стекла дацитового состава. Дацитовые туфы перекрываются экструзиями и потоками дацитов. Они распространены в районе с. Среднее, г. Мукачева, восточнее с. Приборжавского, в с. Билки, между городами Виноградос и Хуст, а также в с. Вышково. Как правило, они находятся на склонах Выгорлат-Гутинского хребта, в пониженных участках. По составу породы варьируют от липарито-дацитов до андезито-дацитов. Главные формы проявления дацитов — купола. Они имеют размеры преимущественно до 0,5 км в диаметре. Высота куполов достигает 50—100 м и редко более.

В районе с. Билки и восточнее с. Приборжавского преобладают небольшие купола простого строения. Крупные купола имеют более сложное строение. Один из таких сложных куполов в районе с. Рокосов образовался в результате попеременного выжимания лавы. По периферии от купола отходят потоки. Флюидалность центральной части потока ориентирована меридионально. Дациты, распространен-

ные в районе Рокосова, темно-серого или серовато-сиреневого цвета, при выветривании светлеют. В центральных частях куполов они массивные, но всегда видна флюидальность. По периферии куполов или в потоках флюидальность выражена более четко и на контактах появляется пористость. Дациты содержат небольшое количество порфиновых выделений (до 5%), представленных плагиоклазом, гиперстеном и роговой обманкой. Основная масса — от гиалопилитовой до витрофировой структуры — представлена микролитами плагиоклаза, гиперстеном, роговой обманкой, стеклом и рудной пылью. Содержание кремнезема равно 62,97%. Дацит горы Черная Гора отличается наличием оливина, а дациты левобережья Тисы содержат порфировые выделения плагиоклаза и пироксена.

В Вышковском районе, в ручье Б. Ракош, дациты образуют несколько куполов и небольших потоков. Для них характерна шаровая отдельность.

Липариты, развитые северо-восточнее ст. Королево и восточнее с. Юливцы, образуют сложные купола, переходящие в потоки. В районе сел Горбки, Веряца, Крива, севернее ст. Королево липариты образуют купол, достигающий 3 км. Поток липаритов в районе с. Юливцы вытянут в виде полосы длиной до 5 км, в северо-восточном направлении. Он сложен липаритом светло-серого цвета, с розовым оттенком, плотным, полосчатым, порфировой структуры. Вкрапленники представлены плагиоклазом, биотитом, реже — гиперстеном. Основная масса обладает сферолитовой или микрогранодиоритовой структурой и состоит из тончайших гранофиловых сростаний кварца и калиевого полевого шпата. Порода имеет фельзитовую, реже — фельзито-дацитовую и перлитовую структуру.

*Среднегутинская подсвета.* Описанные купола и потоки дацитов и липаритов перекрываются мощным горизонтом туфов и потоками андезита следующей фазы вулканизма, относящейся к среднегутинской подсвете. Туфы представлены преимущественно грубообломочными разновидностями. У подножия Выгорлат-Гутинского хребта в Иршавской котловине, в районе ст. Королево и в других местах туфы переслаиваются с осадочными отложениями ильницкой свиты. Мощность туфов андезито-базальта на отдельных участках достигает 600—700 м.

В пределах центральной части Выгорлат-Гутинского хребта туфы сложены преимущественно агломератовыми разновидностями. По мере удаления от центральной части Выгорлат-Гутинского хребта в сторону Закарпатского прогиба крупность туфового материала уменьшается и туфы постепенно переходят в псефитовые и псаммитовые туфогенные песчаники. Одновременно уменьшается и их мощность. В районе с. Имстичева в туфах присутствует значительное количество вулканических бомб. Грубообломочный материал представлен обломками плотного или слабо пористого андезита и андезито-базальта. Размер обломков колеблется от 2 до 100 мм. Мелкий материал представлен обломками андезита, стекла и кристаллов. Среди грубообломочных туфов иногда залегают потоки андезито-базальта мощностью до 10—20 м. По составу обломков туфы подразделяются на витрокластические, кристаллокластические и литокластические.

Данный вулканический этап заканчивается излияниями андезитов, распространенных на правобережье р. Визницы, в междуречье Ужа и Латорицы, в районе сел Осой, Имстичево, Рокосов, Черная и Вышковском районе. Покровы андезитов состоят из лавовых потоков мощностью несколько десятков метров. Общая мощность покрова достигает 300 м. Андезиты темно-серого цвета, плотные, в краевых частях пористые. Среди андезитов преобладают дупироксеновые разновидности.

Структура породы порфировая, структура основной массы гиалопелитовая, андезитовая, иногда фельзодацитовая, или в отдельных участках микропйкилитовая.

Порфиновые выделения представлены битовнитом, а в краевых частях лабрадором. Основная масса сложена плагиоклазом, иногда моноклинным пироксеном, магнетитом, стеклом, очень редко — калишпатом и кварцем.

*Верхнегутинская подсвета* объединяет андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты и липариты.

Андезито-базальты наиболее распространены к северу от с. Ильница и слагают водораздельные части Выгорлат-Гутинского хребта. Они залегают в виде мощных потоков и перекрывают нижележащие андезитовые туфы. Общая мощность их достигает 250 м.

Андезито-базальты — плотные, пористость наблюдается только в верхних частях потоков. Структура породы порфировая. Порфиновые выделения представлены битовнитом, гиперстеном, моноклинным пироксеном. Структура основной массы гиалопелитовая или в более раскристаллизованных разностях микродолеритовая, состоящая из плагиоклаза, моноклинного пироксена, магнетита и стекла.

Для подсветы характерны крупнопорфиновые андезиты, развитые севернее с. Ильницы и у с. Сельце (хр. Гат), где они перекрывают андезито-базальты, залегая в виде покрова мощностью около 100 м. Цвет андезита темно-серый. Структура породы — порфировая. Порфиновые выделения представлены оплавленными зернами лабрадора размером от 0,5 до 2 см и небольшим количеством гиперстена и моноклинного пироксена. Основная масса в средней части потока обладает интерсертальной структурой, а в верхней и нижней — гиалопелитовой. Она состоит в основном из микролитов плагиоклаза, пироксена, рудного минерала и стекла.

Андезито-дациты и дациты пользуются небольшим распространением. Они развиты в виде покровов в районе г. Мукачева, сел Визница, Антоновка и ряде других мест. Дациты залегают на описанных выше андезито-базальтах, андезитах и их туфах и перекрываются андезитами более молодой, бужорской свиты. В районе г. Мукачева андезито-дациты образуют группу куполов, переходящих в потоки, переслаивающиеся между собой.

Дациты характеризуются разнообразием петрографического состава. Помимо изменения кислотности, наблюдается изменение глиноземистости и железистости. Здесь встречаются дациты гранатовые, андезито-дациты оливиновые, биотитовые и роговообманковые. Мощность покровов дацита колеблется в широких пределах от 50 до 400 м.

Разнообразен и петрографический состав: оливиновые (гартонитовые) андезито-дациты развиты на южных склонах горы Дехманов. Порфиновые выделения состоят из лабрадора, переходящего по периферии в андезин, гартонолита, железистого гиперстена, моноклинного пироксена и редко роговой обманки. Микролиты в основной массе представлены андезином. В микропйкилитовых сростках встречаются калишпат и кварц.

В гиперстеновых андезито-дацитах, развитых северозападнее Мукачева, порфиновые выделения представлены плагиоклазом, гиперстеном, редко моноклинным пироксеном и роговой обманкой. Микролиты плагиоклаза в основной массе состоят из андезина. В микропйкилитовых сростках встречаются калишпат и кварц.

В районе Вышкова развиты гиалодациты, залегающие в виде покровов. Это светло-серая порода, переполненная вкрапленниками пироксена и роговой обманки, размер которых в некоторых случаях

достигает 1,5—2 см. Структура породы порфировая. Вкрапленники, составляющие около 30% всей массы породы, представлены плагиоклазом, роговой обманкой, моноклинным пироксеном, гиперстеном, биотитом, рудным минералом. Стекло составляет большую часть породы, имеет кислый состав.

Экструзиями липаритов завершается данная фаза вулканизма. Они развиты в междуречье Латорица—Уж, вблизи сел Герцовцы, Счастливого, Тростяницы. Там известно 12 тел липаритов и туфов, прорывающих андезиты и андезито-дациты. Наибольшее по размерам тело липарита расположено к северу от с. Тростяница. Площадь его равна 8 км<sup>2</sup>. Два тела, расположенные в районе сел Герцовцы и Микуловцы, занимают площадь немного более 1 км<sup>2</sup> каждое, а остальные 9 тел— по 200—300 м<sup>2</sup>. На хр. Великий Шоллес липариты образуют штоки и купола, приуроченные к разломам широтного простирания. От куполов отходят потоки.

В плане тела липаритов имеют округлую или продолговатую форму. В районе с. Герцовцы канавой вскрыт контакт липарита с андезитом: на андезите залегает псаммитовый и псефитовый туф липарита, кверху переходящий в липарит (перлит) черного цвета, выше сменяющийся темно-серым, а затем розовым. Туфы липарита встречены в с. Ильковцы к востоку от с. Микуловцы. В районе с. Микуловцы туфы представлены агломератовыми разновидностями. У с. Счастливого встречена туфолава, представляющая собой породу, состоящую из глыб липарита перлитовой структуры, сцементированных липаритом витрофировой структуры. В районе с. Рокосов и на левобережье Тисы обнажаются липаритовые туфы псефитовой и перлитовой структуры.

Петрографически липариты разделяются на три разновидности: черные липариты (перлиты), серые и розовые.

Черные липариты обычно обладают перлитовой или сферолитовой структурой. Иногда встречаются флюидальные обсидианы. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (андезин-олигоклаз), роговой обманкой, биотитом и магнетитом. Размеры зерен достигают 0,5 мм. Биотит часто замещается хлоритом. Кварц встречается редко в виде оплавленных зерен размером 0,5—1 мм. Характерной особенностью описываемых липаритов является отсутствие калиевого полевого шпата во вкрапленниках, но он наблюдается в пойкилитовых сростках совместно с кварцем.

Серые и розовые липариты отличаются витрофировой структурой основной массы. В серых липаритах, наряду с витрофировой структурой, встречается гиалопелитовая, а в розовых— микрофельзитовая и микропойкилитовая.

### ***Верхний плиоцен—нижний отдел четвертичной системы (?)***

К отложениям указанного возраста относятся бужорская вулканогенная и чопская осадочная свиты, параллелизуемые по возрасту и отличающиеся друг от друга литологически.

Бужорская свита выделена В. С. Соболевым в 1955 г.\* К этой свите относятся андезиты, андезито-базальты и микродолериты последнего этапа вулканизма. Указанные породы имеют ограниченное распространение. Они слагают наиболее высокие водораздельные поверхности Выгорлат-Гутинского хребта.

Андезиты представлены двупироксеновыми разновидностями. Они слагают покров, занимающий водораздельное пространство в окрестностях

\* В. С. Соболев (Соболев и др., 1955) считает ее возраст верхнеплиоценовым.

санатория Сияк, в верхнем течении р. Матекова. Это порода светло-серого цвета с большим количеством крупных порфировых выделений плагиоклаза. В верхней части покрова андезит более светлый. Порфировые выделения составляют 40—50% и представлены битовнитом, моноклиновым пироксеном. Основная масса состоит из микролитов лабрадора, моноклинового пироксена, магнетита и стекла. Структура основной массы андезитовая, пилотакситовая до интересертальной.

Андезито-базальты и базальты завершают последний этап вулканической деятельности. Они образуют покровы мощностью до 100 м и более и площадью от 5—8 до 10 км<sup>2</sup> и известны в районе гор Бужора, Тупой, Широкий Верх, на водоразделе между селами Велятин и Новоселица, у Ужгорода и в ряде других мест.

Значительным распространением пользуются дайки и купола андезито-базальта и базальта (район с. Рокосов, Вышковский район). Они связаны преимущественно с трещинами северо-восточного и субмеридионального направления. Мощность даек колеблется от нескольких метров до 200—300 м.

Цвет базальтов и андезито-базальтов темно-серый, почти черный. Порфировые выделения представлены битовнитом, оливином, гиперстеном средней железистости, моноклиновым пироксеном. Их в породе около 20—30%. Основная масса — интересертальной или гиалопелитовой структуры. Микролиты пироксена и плагиоклаза в основной массе присутствуют почти в равных количествах, реже встречается оливин.

В долеритах основная масса обладает долеритовой структурой. Она состоит из игольчатых кристаллов и лейст плагиоклаза (андезин), между которыми зажаты зерна моноклинового пироксена размером около 0,01 мм. В большом количестве присутствует магнетит. Стекло встречается в незначительных количествах.

Чопская свита выделена В. Н. Утробиним в 1954 г. Согласно «Сводной легенды Карпатской серии» чопская свита является возрастным аналогом бужорской свиты. Она вскрыта многочисленными скважинами в западной части Чопской впадины. Породы свиты залегают несогласно на разновозрастных отложениях миоцена и плиоцена. Состав свиты в разных разрезах непостоянен. В верхней части свиты преобладают галечники, глинисто-алевритовые, реже песчанистые породы. Галька представлена эффузивными породами, песчаниками, кремнями, кристаллическими сланцами, кварцитами, иногда известняками. Породы свиты окрашены в пестрые цвета: серый, черный, зеленый, голубой, желтый, красный, фиолетовый. Черные и темно-серые разности обогащены органическим веществом и напоминают озерно-болотные илы.

Литологический состав свиты свидетельствует о том, что породы ее отлагались в пределах низкой, местами заболоченной аккумулятивной равнины, испытывающей медленное погружение. Источником терригенного материала служили как древние породы, так и молодые выветривающиеся вулканические породы.

К юго-западу от с. Среднего, в серых глинах, подстилающих пестроцветные отложения и галечники, была найдена фауна, характерная для ильницкой свиты. Следовательно, можно предположить, что накопление пестроцветных глин и галечников чопской свиты может относиться к самому концу верхнего плиоцена и началу четвертичного периода.

На востоке мощность свиты равна 60—70 м, к западу она возрастает до 150—200 м, достигая местами 400 м. Распределение мощностей показывает, что опускание Чопской впадины по старым разломам носило характер медленного погружения отдельных глыб фундамента.

В вопросе возраста чопской свиты среди геологов нет единого мнения: В. Н. Утробин причислял ее к верхнему паннону, В. Г. Шеремета (1958) и ряд других геологов рассматривают эту свиту как четвертичные образования. Не определен точно и объем свиты — ее нижняя граница с ильницкой свитой и верхняя с четвертичными аллювиальными отложениями.

Для неогена Закарпатья характерно, помимо проявления активной вулканической деятельности, развитие гипабиссальных тел различного состава (так называемых малых интрузий). Они располагаются как за пределами Выгорлат-Гутинского хребта, окаймляя его с внешней стороны дуги и залегая среди осадочных толщ палеогенового и неогенового возраста (села Дубриничи, Оленево, Сусково, Кошелево), так и непосредственно среди пород вулканогенного комплекса (села Каменица, Вышково и др.). По составу среди них выделяются микрогранодиориты, интрузивные разности андезитов и андезито-базальтов, диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры, кварцевые габбро-диабазы. Возраст их паннон — левантин.

### ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Четвертичные отложения, имеющие довольно значительное распространение в пределах Украинских Карпат, издавна привлекали к себе внимание многочисленных исследователей.

Начало изучению этих отложений было положено еще в первой половине XIX в. при общегеологических наблюдениях, проводившихся Ю. Пушем (J. Pusch, 1830), А. Альтом (A. Alth, 1850) и др. Содержащиеся в них сведения по стратиграфии и литологии четвертичных пород имеют случайный, отрывочный характер.

С 80—90-х годов прошлого столетия геологические исследования Восточных Карпат становятся более систематическими. Они охватывают как территорию бывшей Галиции (работы А. М. Ломницкого — Lomnicki, 1881, 1885, 1886, 1893, 1895а, б, 1897а, б, 1898, 1915; Е. Дуниковского — E. Dunikowski, 1891; Р. Зубера — R. Zuber, 1888; В. Фридберга — W. Friedberg, 1905; В. Тейссейра — W. Teisseyre, 1900 и др.), так и Закарпатья (Т. Позевиц — T. Posewitz, 1896б; Г. Пето — G. Petho, 1885; Г. Горушитский — H. Horusitzky, 1906). В значительной части этих работ (см. «Геологический атлас Галиции») существенное внимание уделялось описанию четвертичных пород. Некоторые из геологических карт атласа на  $\frac{3}{4}$  представляют собой карты четвертичных отложений.

Попытки литолого-генетического и возрастного подразделения четвертичных пород, развитых на Карпатах и в прилегающих областях, предпринимались еще в работах раннего периода исследований.

Так, авторами «Геологического атласа Галиции» (Фридберг, 1905; Ломницкий, 1895а, б, 1897а, 1898; Тейссейр, 1900) выделялись песок и песчанистая глина (речные), глина речная, глина мамонтовая, глина делювиальная, глина возвышенностей. В трех последних наименованиях отчетливо выступает их генетическая неопределенность.

В ходе дальнейших исследований представления о генетическом разнообразии четвертичных отложений, их литологическом составе и возрасте значительно расширились.

К концу второго десятилетия текущего века в горных районах Карпат и на прилежащих равнинах с достаточной определенностью выделялись элювий, осыпи, ледниковые и флювиогляциальные отложения, отложения озерно-болотные, речные и эоловые (песчаные и лёссовые). На некоторых картах показывались также конусы выноса и оползни.

Особенное внимание исследователей привлекалось в это время к ледниковому комплексу и лёссам, а также к речным отложениям.

**Изучение ледникового комплекса.** В горной области впервые указания на наличие морен на Черной Горе встречаются у К. Пауля и Е. Титце (К. Paul, E. Tietze, 1876) и в ряде других работ (Е. Ромер — E. Romer, 1906а; Г. Запалович — H. Zapalowicz, 1912). В некоторых из них масштабы горного оледенения чрезмерно преувеличиваются (Запалович, 1912), что в немалой степени связано с недостаточно четкой диагностикой моренных образований.

В большинстве работ конца XIX—начала XX в. преобладает изучение морфологии и состава ледниковых отложений в ущерб вопросам стратиграфии последних.

Оледенение южных склонов Восточных Карпат и Мармарошского массива изучалось Чермаком (Cermak, 1912), Ф. Виташеком (F. Vitašek, 1923), Ю. Кондрацким (J. Kondracki, 1934), Л. Савицким (L. Sawicki, 1911), С. Павловским (S. Pawlowski, W. Pokorny, 1907) и др.

Наиболее обстоятельные исследования оледенений горы Черная Гора принадлежат Г. Гесиоровскому (H. Gesiowski, 1906), Е. Ромеру (1906а), С. Павловскому (S. Pawlowski, 1915, 1936); Б. Свицерскому (B. Swiderski, 1938а). С. Павловский (1936) описал также ледниковые образования в других районах страны (Чивчины, Горганы) и дал общую сводку по оледенению Восточных Карпат. Большинство авторов выделяется до двух комплексов моренных образований, датируемых либо риссом и вюрмом (Ромер, 1906а), либо краковским и варшавским (I) веками (Павловский, 1936; Свицерский, 1938а).

К тридцатым годам относятся первые исследования межледниковых образований, встречающихся в горах.

В целом изученность горно-ледниковых отложений Восточных Карпат до последнего времени оставалась очень слабой.

Параллельно с исследованиями древних оледенений Восточных Карпат Е. Ромером (1929б), Б. Галицким (B. Halicki, 1930) и другими изучается с этой же точки зрения высокогорная группа Татр.

В пределах Предкарпатья следы материкового оледенения отмечались еще в работах Ю. Семирадского (J. Siemiradzki, 1882, 1889), А. М. Ломницкого (1885), Е. Ромера (1907б) и др. Большое внимание проблеме оледенения Предкарпатья уделялось авторами атласа Галиции и в исследованиях более позднего периода (Фридберг, 1905; Т. Вишневский — T. Wisniowski, 1908; Р. Блаховский — R. Blachowski, 1936). Изучение ледниковых отложений этого района базируется на более прочных литолого-стратиграфических и биостратиграфических основах, чем в горах. Большое значение при этом приобретает привлечение материала по материковому оледенению Польши в целом (Павловский, 1928; М. Климашевский — M. Klimaszewski, 1932; Галицкий, 1932; П. Вольдштедт — P. Woldstedt, 1933).

В Предкарпattie известны ледниковые образования следующего, второго по счету оледенения Польской равнины (максимального или краковского оледенения —  $L_3$ ), параллелизуемого И. Премиком, В. Шафером и другими с эльстером немецких авторов. Остатки морены описаны С. Павловским (1910), Г. Тейссейром (H. Teisseyre, 1935, 1938), В. Пшепюрским (W. Przepiórski, 1932, 1938). На Ростоцье и в бассейне Западного Буга описанию краковской морены посвящены работы М. Ломницкого (1885), Я. Новака (J. Nowak, 1932а), А. Яна (A. Jahn, 1946) и др. В самое последнее время описание первого, второго и третьего оледенений северо-западной окраины Ростоцья было дано в монографии В. Пожарицкого (W. Pożariski, 1953). В качестве одновремен-

ных с оледенением образований рассматриваются глины Кристинополя, Рудок и Валявы с арктической флорой.

Отложения более молодых ледниковых эпох расположены целиком за пределами Предкарпатья.

Третье, варшавское I, или среднепольское оледенение ( $L_{4I}$ ), сопоставляемое В. Шафером и Н. Премиком с оледенением Заале, будучи близким по масштабам распространения льда к краковскому в районе Кракова — Свентокшиских гор, прослеживается к востоку в северном подножии Любельской возвышенности и на Южном Полесье. Еще севернее проходит граница варшавского II оледенения ( $L_{4II}$ ), сопоставляемого В. Шафером (1928, 1933) с эпохой Вислы на западе. Дальнейшее уточнение стратиграфии отложений эпохи ( $L_{4II}$ ) в Карпатском регионе произведено А. Шподоном (Špodon, 1952).

В последнее время благодаря дальнейшему расчленению ледникового комплекса количество последних ледниковых эпох доведено до 3—4.

**Изучение лёссов.** Первые сведения об этой чрезвычайно широко распространенной разности четвертичных пород встречаются, как уже указывалось, в работах 80—100-летней давности.

В последней четверти XIX в. среди большинства польских и австрийских геологов (В. Фридберг, М. Ломницкий, В. Тейссе́йр и др.) под влиянием работ Ф. Рихтгофена (F. Richthofen, 1877) и П. А. Тутковского (1899) отчетливо наметилась тенденция рассматривать большую часть пылеватых четвертичных суглинков Предкарпатья, Закарпатья и Карпат как эоловые образования. Однако такие черты местного лёсса, как его слоистость, наблюдаемая в ряде случаев, наличие песчаных линз, наличие в лёссе пресноводных моллюсков и т. д., требовали соответствующего истолкования.

Эта задача решалась различными исследователями по-разному. Ю. Баковский (J. Bakowski, 1881) отметил неясность вопроса о происхождении лёссов окрестностей Львова.

Ю. Гжибовский (J. Grzybowski, 1903) и Е. Дуниковский (E. Dunikowski, 1880) приписывали суглинкам района Дрогобыч — Долина речное происхождение.

А. М. Ломницкий (1897с) нижнюю пачку тонкослоистых лёссовидных суглинков северо-западного Предкарпатья вообще выделил из субаэральной лёссовой серии, отнеся к флювиогляциальным отложениям. Н. И. Криштафович (1903), изучая лёсс окрестностей Люблина, предложил различать в нем нижний — озерно-речной и верхний — субаэральный. В. Д. Ласкаревым (1912) в толще подольских «типичных лёссов» были выделены слоистые лёссовидные суглинки делювиального происхождения, понимаемые им как переотложенный эоловый лёсс.

Позднее, на протяжении первых десятилетий текущего столетия, особенно в 20—30-х годах, эти представления об озерных, аллювиальных и других фациях эолового лёсса нашли отражение и дальнейшее развитие в целом ряде работ (Савицкий, 1932а; Тейссе́йр, 1938; Ю. Токарский — J. Tokarski, 1936а). Вместе с тем совершенно исключалась всякая возможность допущения неэолового происхождения лёсса. В этом отношении чрезвычайно показательны работы крупнейшего польского геоморфолога и знатока четвертичных отложений Предкарпатья Г. Тейссе́йра (1933с, 1935, 1938).

Примерно в те же годы группой Ю. Токарского производились исследования механического, химического и минерального состава лёссов. По представлениям Ю. Токарского (1917, 1936а, б), лёссы Подолии, Карпат и котловины Западного Буга очень близки между собой по ми-

неральному составу и, будучи чуждыми местным песчаным породам третичного возраста, могли быть созданы лишь за счет навевания с северо-запада, из области развития ледниковых образований материкового оледенения. Характерно, что Ю. Токарским подчеркивалась необходимость разграничения лёссов и лёссовидных пород.

Подытоживая сказанное, следует подчеркнуть факт почти безраздельного господства среди польских ученых представлений об эоловом происхождении лёссов Западной Украины и Южной Польши как в прошлом, так и в работах самого недавнего времени (Климашевский, 1948).

Генезис и стратиграфия лёссов Украинских Карпат были изучены очень слабо; в связи с этим выводы, полученные для Южной Польши и Южной Подолии, являются до некоторой степени предположительными (Токарский, 1936б).

**Изучение аллювиальных отложений.** Наряду с рассмотренными выше отложениями, аллювиальные отложения описывались едва ли не в первых работах по Карпатам (Дуниковский, 1881; Титце, 1882). Очень много в познании строения аллювия Карпат и Предкарпатья внесли работы авторов атласа Галиции (Ломницкий, 1886, 1895а, б, 1897с; В. Роголя — W. Rogala, 1907; Ромер, 1906б и др.), в Закарпатье — работы Г. Иштван (H. Istvan, 1883), Т. Позевица (1896б), Г. Пето (1885), Г. Горушитского (1906) и др.

Ко времени проведения этих работ относится обнаружение наибольшего количества фаунистических находок в аллювии (Раскатов, 1953). Стратиграфическое подразделение аллювия было двучленным. Наиболее древние уровни не выделялись.

В 20-30-ые годы проведение большого количества тематических наблюдений обеспечило возможность построения более полных схем подразделения террасового комплекса по долинам различных рек. Важнейшими в этом отношении являются работы Е. Ромера (1929б), С. Павловского (1913), Г. Тейссейра (1933с), Б. Свицерского (1932а), М. Климашевского (1936с), В. Шауэра (V. Sauer, 1929), С. Рудницкого (1907), Л. Савицкого (1909), В. Лозинского (W. Lozinski, 1921) по Карпатам; Г. Тейссейра (1933а, б), Ю. Чижевского (J. Czyzewski, 1928, 1931), А. Яна (1936), В. Покорного (W. Pokorny, 1913) и других по Предкарпатья; С. Рудницкого (1925), В. Шауэра (1929) и других по Закарпатья. Большой и интересный материал был накоплен по строению мощной толщи озерно-аллювиальных отложений Паннонской впадины И. Холноки (I. Cholnoky, 1928), И. Шюмеги (I. Sumeghy, 1944), Т. Сонтаг (T. Sontag, 1920). На основе разработки частных схем намечалась возможность их обобщения и сопоставления с подразделениями ледникового комплекса.

Недостаточная увязка частных разрезов, слабая разработанность стратиграфической базы для синхронизации аллювиальных толщ не могли не отразиться на убедительности сводных схем (Свицерский, 1932а; Тейссейр, 1933с).

Подразделение четвертичного аллювия производилось либо в соответствии с альпийской терминологией, либо в стратиграфических единицах ледникового комплекса равнины (в системе обозначений В. Шафера, 1928), либо, наконец, в трех- и четырехчленной схеме международного подразделения четвертичной системы (голоцен, неоплейстоцен, мезоплейстоцен, древний плейстоцен).

Другие генетические разности четвертичных пород (конусы выноса, осыпи, оползни) охарактеризованы очень слабо, лишь по отдельным районам, освещенным детальными геологическими работами (Свицерский, 1932б, 1938а; Тейссейр, 1933а).

Работы ученых нашей страны внесли значительный вклад в дело изучения четвертичных отложений Украинских Карпат и прилегающих областей. Достаточно назвать работы В. Д. Ласкарева (1912, 1914), Н. И. Криштафовича (1903), А. И. Набоких (1915) — по стратиграфии лёссов, А. П. Павлова (1925) — по сопоставлению оледенений Русской, Польской и Германской равнин, С. Ольшевского (1915) — по аллювию Предкарпатья, Р. Р. Выржиковского (1936) — по аллювию Подолии и др.

В конце 30-х годов публикуется большое количество работ, касающихся четвертичных отложений смежных областей (Мирчинк, 1936; Соболев, 1938; Лунгерсгаузен, 1938, 1939, 1940; Бондарчук, 1939 и др.).

Но подлинно широкий размах изучение четвертичного покрова Карпат приобретает после воссоединения Западной Украины с СССР в 1939 г. В 1939—1940 гг. сотрудниками Украинского геологического управления и ВСЕГЕИ были проведены большие работы по сбору и изучению геологических материалов по Украинским Карпатам (Быховер и др., 1940).

После освобождения Восточных Карпат от фашистской оккупации вновь широким фронтом развертываются геологоразведочные работы. Изучение четвертичных отложений проводится при комплексной геологической съемке Украинских Карпат. Результаты исследований с учетом современных данных о геологическом строении страны опубликованы в работах М. М. Жукова (1947), А. А. Богданова (1949), М. В. Муратова (1947а), Г. И. Раскатова (1953, 1954а, б, 1955) и др.

Некоторые вопросы стратиграфии, палеогеографии и новейшей тектоники Карпат освещаются в работах Г. П. Алферьева (1948б), Н. П. Ермакова (1948б), А. И. Спиридонова (1952), Н. И. Дмитриева (1951, 1952), П. К. Заморий (1950), Н. И. Николаева (1949), Н. И. Кригера (1953), Г. И. Раскатова (1957), П. Н. Цысь (1957), И. Л. Соколовского (1958), И. Д. Гофштейна (1960), И. К. Ивановой (1960), Б. П. Высоцкого (1961а), М. М. Жукова (1961).

За последние годы (1954—1957) дальнейшее развитие представлений о литологии и стратиграфии четвертичных отложений Западных областей Украины нашло отражение в работе ряда совещаний (рабочего совещания по вопросам стратиграфии четвертичного периода в 1954 г., в Москве; совещания по лёссовым породам УССР в 1955 г; Всесоюзного межведомственного совещания по изучению четвертичного периода в 1957 г.).

### ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЕ И ЛИТОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Четвертичные отложения, почти сплошным чехлом покрывающие Закарпатье, Предкарпатье и большую часть горных хребтов и массивов Карпат в пределах СССР, характеризуются большим разнообразием генезиса, литологического состава и мощностей. На склонах и вершинах Карпатских хребтов рыхлый покров редко превосходит 1—3 м мощности, местами же он вовсе отсутствует. Однако и в Карпатах намечаются участки значительной четвертичной аккумуляции. Это области внутриворонных котловин, где мощности осадков, главным образом аллювиальных, достигают 10—20 м и троговые участки горных долин с мощными моренными накоплениями (до 30 м).

В пределах предгорных равнин мощности новейших отложений резко возрастают, достигая в Предкарпатье в среднем 20—40 м, а в Чоп-Мукачевской низменности от 60—80 м (у подножия гор) до 150—170 м (в центральных ее частях). Рыхлый покров отсутствует лишь

на ограниченных по площади поверхностях; на крутых и отвесных стенках горных ущелий, утесовидных и гривковидных выступах скальных пород, по перекатам горных рек, в основании подмывных склонов и т. д.

Среди четвертичных континентальных отложений в соответствии с современными представлениями о генетической классификации континентальных отложений могут быть выделены следующие генетические типы последних:

1. Элювиальные отложения.
2. Делювиальные отложения.
3. Оползни и оплывины.
4. Осыпи.
5. Солифлюкционные отложения.
6. Аллювиальные отложения.
7. Пролувиальные отложения.
8. Озерные отложения.
9. Ледниковые отложения.
10. Флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения.
11. Отложения источников.
12. Эоловые отложения.

Относительное значение отдельных генетических типов резко различно. Так, по сравнению с другими генетическими типами отложений, отложения источников и эоловые отложения играют подчиненную роль.

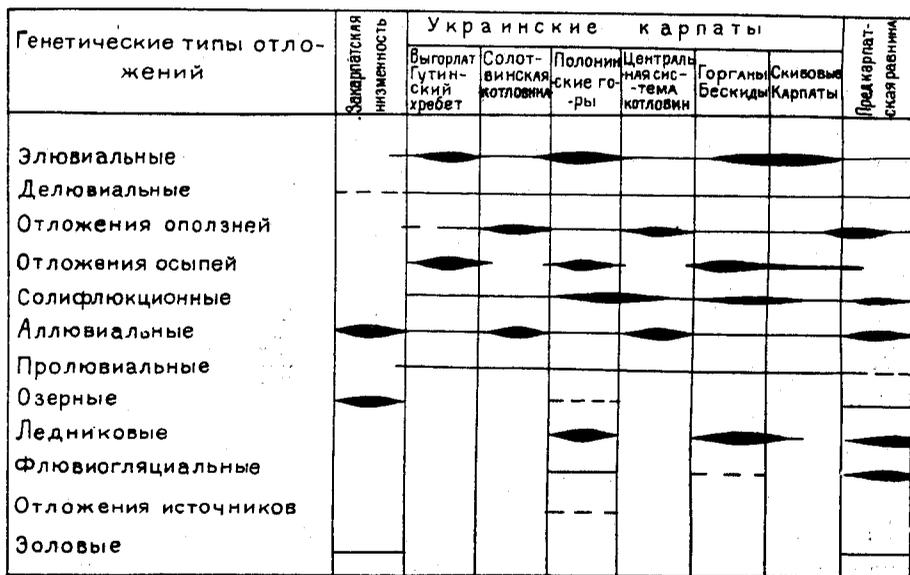


Рис. 49. Схема географического распространения главнейших генетических типов континентальных отложений Украинских Карпат. Составил Г. И. Раскатов

Различна интенсивность развития того или иного генетического типа в различных геоморфологических районах. В приводимой ниже схеме распространения генетических типов континентальных отложений (рис. 49) горизонтальными линиями различной толщины показана интенсивность их развития. На схеме показаны парагенетические ассоциации различных типов континентальных отложений, присущие определенным геоморфологическим единицам. Так, в низменных районах преоб-

ладают аллювиальные и озерные осадки; местами ощутимой становится роль эоловых образований. В пределах равнин и внутригорных котловин, помимо аллювиальных отложений, широко развиты оползни, делювиальные и отчасти пролювиальные отложения. Равнины и низменности северной части территории, кроме того, несут покров ледниковых и флювиогляциальных отложений. Наконец, горные районы отличаются наиболее разнообразным комплексом генетических типов континентальных отложений.

В отношении литологического состава четвертичные отложения Украинских Карпат обнаруживают большое разнообразие: встречаются крупноглыбовые накопления как угловатые (элювий), так сглаженные (морены) и окатанные (флювиогляциальные и аллювиальные отложения); большая роль принадлежит щебневым отложениям (элювий, горный делювий) и в особенности гравийно-галечным отложениям (флювиогляциальные, аллювиальные образования).

Песчаные и алевритовые, в том числе лёссовые отложения имеют, пожалуй, наибольшее распространение (аллювий, делювий, пролювий, флювиогляциальные и др. отложения).

Глины озерного и элювиального происхождения, пойменные глины с линзами торфа и железных руд; глины озерного типа с лигнитом, озерные мергели также играют существенную роль в некоторых районах (Чоп-Мукачевская низменность, Верхнеднестровская котловина и др.). Местами встречаются валунные ледниковые глины.

### *Основы стратиграфии четвертичных отложений*

Молодые континентальные отложения, облекающие Карпаты, Закарпатье и Предкарпатье и тесно связанные с историей формирования современного рельефа страны, по своему возрасту обнимают как четвертичный период, так и самый верхний отрезок плиоцена. Несмотря на то, что при решении стратиграфических вопросов применительно к молодому комплексу континентальных отложений Украинских Карпат используются общепринятые представления о положении нижней границы четвертичной системы, теснейшая связь между верхнеплиоценовыми и четвертичными аллювиальными и озерными отложениями, их геоморфологическая характеристика, свидетельствующая о том, что перед нами геоморфологические единицы близких порядков, наконец, историко-геологические данные заставляют несколько расширить стратиграфический объем подлежащих описанию отложений. Однако для окончательного разрешения вопроса о проведении нижней границы четвертичного периода на Карпатах в соответствии с рекомендациями рабочего совещания по вопросам стратиграфии четвертичного периода в Москве в 1954 г. еще не имеется достаточно исчерпывающих данных.

В качестве основы для более дробного стратиграфического подразделения как верхнеплиоценовых, так и четвертичных отложений принимается комплексное использование различных данных (биостратиграфических, археологических, геоморфологических, данных по литологии, новейшей тектонике и др.).

Из дочетвертичных отложений рассматриваются только верхнеплиоценовые или левантинские отложения (аллювий, озерные), которые подразделяются на два комплекса, условно сопоставляемые с апшеронским и акчагыльско-куяльницким ярусами. По отношению к наиболее широко развитым и наиболее полно изученным генетическим типам континентальных отложений (аллювиальные, ледниковые, флювиогляциальные) может быть использована система четырехчленного подразделения четвертичной системы (нижний отдел  $Q_I$ , средний отдел  $Q_{II}$ ).

верхний отдел  $Q_{III}$ , современный отдел  $Q_{IV}$ ) с общепринятым условным сопоставлением этих отделов с единицами альпийской школы. При использовании четырехчленной схемы деления четвертичной системы соответствующим образом учитываются и подразделения местных стратиграфических шкал.

В соответствии с этим в зоне материкового оледенения ярославское оледенение и его аналоги условно помещаются в основание нижнего отдела ( $Q_I$ ); максимальное (краковское оледенение) и сандомирский интергляциал относятся к среднему отделу ( $Q_{II}$ ); в зоне горного оледенения сюда же относится древнейшее оледенение Украинских Карпат.

Верхнечетвертичный отдел обнимает отложения нижних надпойменных террас, моренные и флювиогляциальные накопления последнего оледенения Украинских Карпат. Лёссовые горизонты (W—I и W—II), выделенные польскими геологами, в значительной части также относятся к верхнечетвертичному отделу, исключая те случаи, когда они представляют верхние облессованные части разрезов более древних образований.

Названия отделов и их фаунистическая и археологическая характеристики нами даны по схеме В. И. Громова (1948).

Следует отметить, что детальность стратиграфического расчленения для разных генетических типов континентальных отложений существенно различается. Это связано как с неодинаковой степенью разработанности методики стратиграфического подразделения различных образований (например, делювиальных и аллювиальных), так и с разной охарактеризованностью окаменелостями тех или иных генетических типов (например, аллювий и осыпи).

Различная биостратиграфическая охарактеризованность может быть отмечена и для разных отделов одного и того же генетического типа. В частности, наиболее бедными в этом отношении являются отложения плиоценового и древнечетвертичного возраста.

### **Характеристика палеонтологического и археологического материала**

Находки фауны млекопитающих четвертичного возраста наиболее многочисленны в Предкарпатье и на Волыно-Подольской возвышенности и очень редки в Карпатах и Закарпатье, наименее изученных с этой точки зрения (Раскатов, 1953). Фаунистические остатки чаще всего встречаются в речном аллювии, в озерно-болотных и делювиальных отложениях. Для большинства находок, к сожалению, условия их залегания остаются неизвестными.

Среди фауны млекопитающих насчитываются до 30 видов. Подавляющее большинство их относится к верхнепалеолитическому комплексу фауны, включающему *Elephas primigenius* Bl., *Rhinoceros tichorhinus* Fisch., *Cervus (Megaceros) hiberniae* O w. и ряд других форм, а также такие холодоустойчивые виды, как *Rangifer tarandus* L., *Nyctea scandiaca* L. В районе Южного Ополя наряду с северным оленем известны находки степной формы *Marmota bobae* Müll и других грызунов (у г. Товмач). Интересны находки в долине Сана у Валявы (Польша) нижней челюсти *Homo sapiens fossilis* (человека кроманьонского типа).

Отложения, заключающие остатки верхнепалеолитического комплекса фауны, относятся к верхнему отделу и отчасти ко второй поло-

вине среднего отдела четвертичной системы. Чаще это отложения первой и второй надпойменных террас, или делювиальные суглинки.

Гораздо реже встречаются находки более древней четвертичной фауны. Сюда относятся остатки пещерной фауны *Ursus spelaeus* Rossm., *Nyaena spelaea* Goldf. близ Мелна, Подбожье и на горе Страдч, а также единичные находки зубов *Elephas trogontherii* Pohl.

Фауна моллюсков главным образом брюхоногих, частично двухстворок встречается в делювиальных суглинках, аллювии молодых террас и в озерных отложениях (Раскатов, 1953). Среди брюхоногих известны как наземные формы, так и пресноводные. Делювиальные суглинки содержат наземные формы, среди которых особенно многочисленны: *Pupilla muscorum* Müll., *Succinea oblonga* Dr., *Vallonia tenuilabris* Müll., *Helix bispida* L. Наибольший интерес представляет ныне вымершая арктическая форма *Vallonia tenuilabris* Müll., свидетельствующая о депрессии климата в эпоху накопления делювиальных суглинков (большей частью верхнечетвертичных).

Фауна речных террас имеет смешанный состав с преобладанием пресноводных форм. В четвертичных озерных песках Чоп-Мукачевской низменности, подстилающих современные и верхнечетвертичные аллювиальные отложения, встречаются *Unio* sp., *Valvata* sp. (Шюмеги, 1944).

Для среднечетвертичных отложений приледниковой области района Мильчиц (Ю. Рыхлицкий — J. Rychlicki, 1913) характерно обилие форм, присущих проточным водам — *Unio batavus*, *Lithoglyphus naticoides*, *Melanopsis acicularis*. В верхнетретичных террасах, помимо озерно-речных форм (*Pisidium casertanum*, *Spherium solidum* Nott. и др.), встречаются наземные формы (*Succinea oblonga* Drap., *Pupilla muscorum* Müll. и др.). Среди моллюсков поймы преобладают формы, обитающие в медленно текущих водах и болотах.

Большинство четвертичных моллюсков обладают широким вертикальным распространением и имеют небольшое значение для обоснования стратиграфии вмещающих отложений.

Флора. Описания в литературе находок четвертичной древесины, листьев, семян и пыльцы растений являются единичными (М. Кочвара — М. Koczwaga, 1927; С. Тольпа — S. Tolpa, 1927; В. Шафер, 1928, 1933, 1939). Совершенно отсутствуют данные по Закарпатыю. Флористические остатки большей частью приурочены к речным и озерно-болотным отложениям верхней половины четвертичного периода. В большинстве случаев это остатки спор и пыльцы. Остатки арктической флоры (*Dryas octopetala* L.) встречаются в среднечетвертичных глинах Кристинополя, Валявы и Рудок и в основании мощной толщи лёссов в районе Золочева. В более мощных отложениях наблюдается смена остатков хвойных деревьев лиственными породами (Гвозд, Старуня).

Наиболее полно изучены спорово-пыльцевые спектры молодых торфяников (М. Костинюк — М. Kostyniuk, 1938).

Палеолитические находки. Находки палеолитических орудий довольно многочисленны в пределах Воляно-Подолии и в Предкарпатье (Раскатов, 1953). В Чоп-Мукачевской низменности, по данным ужгородского археолога Н. М. Янковича, пока не установлено стоянок древнее неолита. Украинские Карпаты в археологическом отношении изучены слабо; здесь известны лишь единичные ранне-неолитические и более молодые стоянки (Устрики, Верхне-Синевидное).

Большая часть находок в бассейне Днестра относится к верхнему палеолиту (ориньяк, реже солютре) и частично может быть к мезолиту (Л. Козловский — L. Kozlowski, 1922; П. И. Борисковский, 1953). Преобладают отбросы мастерских и мелкие орудия. Иногда встречаются полуобработанные заготовки — крупные кремневые желваки (до 20 см).

В бассейне Днестра единственная стоянка, содержащая древнепалеолитические орудия, встречена в районе с. Букивны. Мустьерские находки установлены также в бассейне подольского Днестра (Борисковский, 1953; Черныш, 1950).

Остатки кремневой индустрии заключены, как правило, в делювиальных суглинках на разной глубине (до 3—4 м), реже в аллювии молодых террас, представляя стоянки открытого типа, нередко многослойные. Материалом для изготовления орудий служили главным образом кремневые желваки, заключенные в сенонских мергелях, широко развитых в Западной Подолии. В свежем состоянии кремни и изделия из них имеют черную окраску; палеолитические орудия — более светлый цвет и покрыты белым, реже голубоватым налетом. Совместно с остатками кремневой индустрии верхнего палеолита местами встречаются кости *Elephas primigenius* В. I., *Rangifer tarandus* L. in., *Arctomys bobas* и др. (Глиняны, Рошнев), что позволяет датировать содержащие их отложения верхнечетвертичным временем.

### **Порайонное описание генетических типов четвертичных отложений**

#### **Элювиальные отложения**

**К а р п а т ы.** Элювиальные продукты пользуются в горных районах Украинских Карпат довольно значительным распространением. Установлено, что на протяжении четвертичного периода и ныне изменение горных пород в Карпатах, под влиянием процессов выветривания, имело и имеет значительные масштабы. Глубина, на которой заметно воздействие агентов выветривания, достигает здесь нередко десятков метров. Однако зона наиболее глубокого преобразования пород измеряется значительно более скромными величинами. Мощность элювия, как правило, редко превышают 1—2 м. Элювиальные образования полнее всего развиты на возвышенных, более или менее уплощенных участках горного рельефа; на широких выположенных склонах при благоприятном соотношении в интенсивности выветривания и сноса также сохраняются пятна и поля элювия. Чаше же на склонах вследствие смещения разрыхленного материала выделение элювия в чистом виде бывает затруднительным. Элювиальные образования, развитые в Карпатах, представлены различными генетическими и литологическими типами.

Изменения климата в четвертичное время приводили к преобладанию в различные эпохи физического или химического (и органического) выветривания. Учет этого обстоятельства на фоне литологической неоднородности материнских пород дает ключ к пониманию пестроты вещественного состава элювия. Химическое выветривание более активно протекало в условиях мягкого влажного климата; физическое выветривание преобладало в эпохи более суровых климатических условий. Свидетелями последних являются многочисленными каменные потоки и развалы песчаников в Горганах и Черных Горах.

По литологическому составу могут быть выделены следующие разновидности элювия: щебенчато-глыбовый, глинисто-щебенчатый и глинистый.

**Щебенчато-глыбовый элювий** приурочен к области развития массивных меловых и палеогеновых песчаников, а также палеозойских кварцитов и мраморов, реже неогеновых эффузивов (базальтов, андезитовых лавобрекчий). На вершинах Полонинских гор, Горган и Раховского массива в местах выхода коренных пород элювий представлен главным образом россыпями глыбового и щебенчатого материала.

Размеры обломков в россыпях варьируют от 10—20 см до метра в диаметре. Края глыб сглажены, поверхность их покрыта коркой бурого «загара». Местами можно наблюдать дальнейшее разрушение глыбового элювия, приводящее к накоплению песчано-гравийного и супесчаного материала с примесью щебенки песчаников.

К широко развитым в Карпатах флишевым отложениям, представленным ритмическим чередованием песчаников и аргиллитов, приурочены *глинисто-щебенчатые элювиальные образования*. Элювий тонкоритмического флиша (стрийская свита) представлен обычно желтым суглинком с плоской мелкой щебенкой (размером 3—5 см). Размеры щебенки увеличиваются до 10—20 см в элювии груборитмического флиша (эоценового возраста). Менилитовые сланцы, выветриваясь, дают глинистые разности элювия темно-серого и черного цвета с относительно незначительным содержанием остроугольной щебенки кремней.

Своеобразные продукты выветривания дает пачка пестроцветных аргиллитов эоцена. Это хрящеватые цветные (белые, желтые, зеленые) глины. Местами такие глины почти не содержат грубообломочных примесей и используются местным населением в качестве минеральных красок (район с. Голятин).

Основной разновидностью элювия вулканических пород (Выгорлат-Гутинский хребет) являются глины, окрашенные в красно-бурые, реже в лиловые и серые цвета. Как правило, глины содержат некоторую примесь песчаных частиц.

Возрастное подразделение элювиальных образований связано с большими трудностями. Одной из них является неполнота профиля четвертичной коры выветривания. Уровень современной изученности последней в Карпатах фактически не позволяет дать в настоящее время сводную стратиграфическую схему для элювиальных отложений. Можно говорить лишь о приближенных возрастных границах формирования элювия в том или ином разрезе (но далеко не во всех).

Так, местами сохраняется верхнеплиоценовая — древнечетвертичная кора выветривания (Выгорлат-Гутинский хребет). С большой долей вероятия образование глыбового элювия в Горганах и Черной Горе может быть отнесено к последнему или предпоследнему оледенению Карпат.

С эпохой последнего оледенения связано, по-видимому, и облессование верхних горизонтов коры выветривания.

Следует полагать, что среди элювиальных продуктов, одевающих Карпаты, значительная роль принадлежит молодым (верхнечетвертичным и современным) образованиям. Косвенным подтверждением такого взгляда является отсутствие в разрезах рыхлых толщ горизонтов ископаемых почв.

В свете изложенного, вряд ли можно принять в качестве общего положения допущение некоторых авторов (Климашевский, 1948) о том, что накопление элювиальных продуктов в Карпатах падало в основном на эпоху варшавского (I) оледенения.

Чоп-Мукачевская низменность. Наиболее полно продукты выветривания развиты на плоскосрезанной южной предгорной оторочке Выгорлат-Гутинского хребта, по внешнему ограничению Чоп-Мукачевской низменности. В связи с преобладанием в разрезе коренных пород этого района плиоценовых эффузивов среди элювия господствуют глинистые или песчано-глинистые разности, окрашенные в пестрые тона (красные, бурые, охристые). Большая роль красноцветных продуктов выветривания по всему восточному обрамлению Паннонской впадины давно уже отмечалась многими исследователями (Г. Пето, 1885; В. Шауэр, 1929; Т. Сонгаг, 1920).

В последнее время кора выветривания эффузивов Закарпатья стала предметом более углубленного изучения (Каманин и Иванова, 1954; Лесняк, 1951).

В районе с. Великий Раковец, по данным Л. Г. Каманина и Г. А. Ивановой (1954), в верхней части эрозионной верхнеплиоценовой террасы наблюдается (сверху вниз):

1. Почвенный горизонт.
2. Комковатая красно-бурая плотная глина.
3. Слоистая серо-бурая плотная глина с бурыми охристыми пятнами.
4. Чистая пластичная глина охристо-красного цвета.
5. Серая комковатая глина с включениями кусков выветрелого андезита.
6. Зеленовато-серая тяжелая комковатая глина, содержащая куски рухляка андезитов.
7. Сильно выветрелый рухляк андезита, переходящий сначала в слабо выветрелую породу, а на глубине около 1,5 м — в свежий невыветрелый андезит.

Мощность коры выветривания в описываемом районе варьирует от 6 до 10 м.

Верхняя часть разреза обогащена гидроокислами железа, содержит каолин и примесь окислов марганца. Здесь же отмечается повышенное содержание тяжелой фракции (до 4%). Ниже (с глубины 3 м) происходит некоторое уменьшение количества гидроокислов железа за счет резкого увеличения количества зерен опала и слюдopodobных глинистых минералов; из первичных минералов сохраняется магнетит. С глубины 4,8 м наблюдается обогащение опалом с примесью окислов железа и включениями первичных минералов.

В соответствии с указанными изменениями минералогического состава сменяется и расцветка элювиальных продуктов (снизу вверх) от серых к пестрым и красно-бурым. Глинистые продукты выветривания андезитов нередко сохраняют структуру первичной породы; при этом на общем темном фоне породы выделяются светлые участки, отвечающие разложившимся вкрапленникам плагиоклазов.

По механическому составу преобладают глинистые разности элювия с небольшой примесью песчаных частиц. Реже встречается примесь мелкощебневого материала. Наряду с широким распространением на смещенных продуктах выветривания (орто-элювиальная кора), в Закарпатье повсеместно развиты переотложенные красноцветные глины (в делювии и пролювии, реже в аллювии), что придает этим образованиям специфические особенности (иловатость, красноватые тона и т. д.).

При выяснении условий формирования коры выветривания следует обратить внимание на ее приуроченность главным образом к склонам западной и юго-западной экспозиции, что связывается с максимальным количеством выпадающих в этих районах атмосферных осадков (Каманин и Иванова, 1954).

Возраст элювиальных образований не является в достаточной степени выясненным. Разновременность их в ряде случаев не вызывает сомнения. Образование красноцветного элювия произошло еще в неогене; приведенный выше разрез, по-видимому, сформировался в самом конце плиоцена (посткуяльницкое время, по Л. Г. Каманину, левантин, по Г. П. Алферьеву). Накопление относительно маломощного элювия происходило и позднее. Так, в ряде работ есть указание на наличие нескольких элювиальных горизонтов (в том числе красноцветных) и ископаемых почв в толще четвертичных отложений Чоп-Мукачевской низменности (Горушитский, 1906). В подобных случаях не исключена, однако, возможность переотложения третичной красноцветной коры выветривания в разные этапы четвертичной истории. Последнее, по-видимому, имеет место в разрезе виноградовской плиоценовой террасы и в некоторых других случаях (Каманин и Иванова, 1954).

Предкарпатская равнина. Элювиальные образования равнины — сравнительно маломощный и довольно своеобразный покров, сохранившийся далеко не всюду. Состав их преимущественно глинистый или песчано-глинистый. Только на отдельных участках развития конгломератовых пачек в молассовой толще миоценовых отложений элювий представлен галечными россыпями (горы Радыч, Глорietta и др.).

Мощность элювиальных образований не превышает 1—2 м.

Наиболее древние члены разреза коры выветривания встречаются в виде красновато-бурой глины в карстовых воронках Южного Опшля — развитых в гипсах тортона (А. Малицкий — А. Malicki, 1938). За пределами Предкарпатской равнины, на Волыно-Подольской возвышенности подобные же глины встречаются на поверхности тортонских известняков, перекрытых суглинками и песками. Примерами могут служить элювиальные красно-бурые глины, вскрытые в каменоломнях Дроздовицкого пруда (Пшепурский, 1938) и красно-бурые глины со щебенкой известняка «дика» в каменоломнях Жидачова. Возможно, что аналогами этих образований являются шоколадно-красные глины, вскрытые скважиной в районе южной окраины Дрогобыча и ж.-д. выемкой в районе Хырова. Большинство исследователей (Каманин и Иванова, 1954; Чижевский, 1931) приходит к выводу о верхнеплиоценовом возрасте красно-бурых глин.

Сопоставление рассматриваемого материала по Карпатам, Закарпатыю и Предкарпатыю приводит к важному выводу о близком стратиграфическом положении красноцветных, красно-бурых и шоколадных глин, обусловленном более или менее однородными условиями теплого влажного климата в верхнем плиоцене.

К верхнеплиоценовому-древнечетвертичному времени можно отнести образование хорошо выраженных продуктов выветривания галечников верхнего плиоценового уровня в виде бурых корок, одевающих гальки песчаников. Гальки зачастую расколоты (в ту же фазу выветривания). Напоминая «корки загара», эти продукты выветривания, возможно, являются следами некоторого иссушения климата.

Что касается большинства других разрезов элювия, развитого в Предкарпаты, то возраст их не может быть датирован с достаточной точностью.

В заключение необходимо подчеркнуть, что многие черты лёссовых пород Украинских Карпат обязаны процессам выветривания, протекавшим в четвертичное время (Раскатов, 1955) в условиях, отличных от верхнеплиоценовой эпохи. Обилие гидрослюд, так же как и повышенное содержание пылеватых частиц в четвертичном элювии рассматриваемых областей, имеет прямую связь с относительно холодным и сухим климатом.

### *Делювиальные отложения*

Делювиальные отложения представляют тип отложений, имеющий значительное распространение как в горной, так и в предгорных областях.

Карпаты. Будучи широко развитыми в Карпатах делювиальные отложения характеризуются разнообразным литологическим составом, тесным переплетением с целой серией парагенетически связанных с ними иных генетических типов континентальных отложений. Среди нижних могут быть отмечены солифлюкционные накопления, оплывины и оползни, осыпи и пролювиальные конусы выноса.

Мощность делювиальных отложений в горных областях невелика и колеблется от 1 до 3—5 м, лишь местами увеличиваясь до 10—15 м.

Максимального развития эти отложения достигают в участках пониженного рельефа внутригорных котловин (Ясинская, Синеводская и др.) и на пологих склонах хребтов, крутизна которых не превышает 15—20°.

Литологические особенности делювия в значительной мере зависят от состава материнских пород. Различаются хрящеватые, песчано-глинистые и глинистые разности, обычно с небольшим содержанием щебенки.

*Хрящеватый делювий* в значительной степени связан с песчаниковыми толщами палеогена — верхнего мела, где аргиллитовые пачки играют подчиненную роль. В эту же группу следует отнести делювий кристаллических сланцев.

*Песчано-глинистый делювий* обычно содержит некоторую примесь мелкой щебенки песчаников. Последняя — *глинистая* — разность преобладает в зоне развития пород менилитовой серии и глинистого эоцена, а также вулканических пород.

Литологические различия делювиальных отложений в Карпатах заметно смягчаются в верхней части разреза, чаще всего представленной желтыми супесями или суглинками, иногда лёссовидными.

Общей особенностью карпатского делювия является значительная выветрелость минеральных составляющих, обогащение окислами железа, глинистыми минералами, что вполне согласуется с процессами выветривания в Карпатах на протяжении четвертичной истории.

Характерными чертами текстуры делювия является наличие в глинистой массе тонких щебенчатых прослоек, быстро выклинивающихся и располагающихся на разных горизонтах разреза, причем наклон таких прослоек весьма близок к современному наклону топографической поверхности.

Может показаться, что имеется некоторое противоречие между широким развитием делювиальных отложений и условиями влажного климата, залесенности и задернованности склонов, присущих Карпатам. В действительности же процесс абляции протекает на залесенных склонах, но очень замедленно; с учетом же длительности геологических эпох при многократных местных изменениях в распространении растительного покрова вряд ли могут возникнуть сомнения в том, что и в подобных условиях будет формироваться чехол делювиальных отложений. Тем более можно ожидать усиления делювиального процесса в фазы климатических депрессий.

Крайне сложным является стратиграфическое расчленение горного делювия. В большей части по времени своего образования он относится к современной и верхнечетвертичной эпохам. Это подтверждается геоморфологическими данными и единичными находками фауны млекопитающих (*Elephas primigenius* Bl., *Alces alces* L.) и археологическими фрагментами (неолитические отщепы из Верхне-Синевидного) \*.

В отдельных случаях установлены и более древние делювиальные отложения. Их отличает большая мощность и локальность распространения. Мощный делювиальный шлейф, опирающийся на 50 м террасу, вскрыт горной выработкой в районе Свалявы. Представлены здесь делювиальные отложения желтыми и желто-бурыми суглинками мощностью до 20 м.

Чоп-Мукачевская низменность. Делювиальные отложения довольно широкой полосой развиты по внешнему ограничению низменности, в зоне сочленения ее с Выгорлат-Гутинским хребтом.

\* Два неолитических кремневых отщепы были найдены в 1948 г. на поверхности маломощных делювиальных палео-желтых суглинков, покрывающих аллювиальные галечники и глины (75 м) террасы р Опор с. Верхне-Синевидное.

Делювий южных предгорий Выгорлат-Гутинского хребта и склонов плиоценовых террас Закарпатья представлен суглинками желтой, розовой и красновато-бурой окраски и содержит значительное количество разрушенного и переотложенного вулканического материала, или переотложенной коры выветривания. По направлению к центральной части низменности окраска и состав становятся более однородными; местами делювиальные суглинки приобретают некоторые признаки, присущие лёссовидным породам (пористость, вертикальная отдельность и т. д.).

Делювиальные шлейфы, спускающиеся со склонов вулканической гряды к уровню плиоценовых и древнечетвертичных террасовых уровней, имеют значительную мощность (до 8—10 м) и могут быть отнесены к наиболее древним образованиям данного генетического типа.

В центральных частях низменности абсолютно преобладают молодые (верхнечетвертичные и современные) менее мощные делювиальные отложения, представленные желто-бурыми суглинками небольшой мощности. Более точная датировка затруднена вследствие отсутствия в делювиальных отложениях окаменелостей.

Предкарпатская равнина. Очень широко развиты делювиальные отложения в Предкарпатье. Мощные плащи делювия, перекрывающие склоны долин и террасовых ступеней, представлены большей частью желтыми, желто-серыми, желто-бурыми и палевыми суглинками с небольшой примесью песчаного или щебневого материала песчаников, известняков или мергелей.

Делювиальные суглинки обычно массивны, пористы, имеют однородную окраску, в обнажениях дают вертикальные обрывы. Местами, однако, можно наблюдать некоторые текстурные черты, обязанные делювиальному процессу. Таковы следы послыдного намыва в виде выклинивающихся горизонтов журавчиков, а иногда и мелких щебневых и песчаных линз. В краевых частях Волыно-Подольской возвышенности в делювии часто встречаются горизонты литотамниевых клубней (вымытых из тортонских известняков) в красновато-буром суглинистом материале. В бассейне р. Шкло делювий имеет песчано-щебнистый состав.

По механическому составу среди делювиальных суглинков преобладают пылеватые разности. Петрографический анализ лёссовидных суглинков свидетельствует о тесной зависимости их минералогического состава от состава окружающих пород. Так, в разрезе 10-метровой толщи желтых пористых лёссовидных суглинков окрестностей г. Жидачова среди кварцевых и частью полевошпатовых зерен алевритовой фракции встречаются окатанные зерна глауконита (до 0,03 мм в диаметре), несомненно, переотложенные из песчаников тортона, располагающихся к северу от современной долины р. Днестра.

Иногда в делювиальных суглинках наблюдаются маломощные выклинивающиеся гумусированные горизонты. Так, в 8-метровом разрезе у с. Острова (к северу от Ходорова), под 0,6-метровым слоем современной почвы залегает светло-желтый лёссовидный суглинок мощностью 1,5 м, заключающий в себе тонкий прослой ископаемой почвы. Ниже залегают пятнистые желто-бурые суглинки, в верхней части со слабо выраженной слоистостью. Основание суглинков здесь не вскрыто.

В ряде районов (с. Долгое, гора Страдч и др.) делювиальные суглинки содержат культурные горизонты, к которым приурочены угольки кострищ, а нередко остатки костей животных, использованных палеолитическим человеком, кремневые орудия и отщепы, не древнее верхнего палеолита (ориньяка по определению польских археологов). Широко известны также находки верхнепалеолитических и неолитических кремневых отщепов на поверхности делювиальных суглинков (Бережаны, Мариамполь, Долгое, Рошнев, Букивна и др.).

Возможно, что часть находок фауны млекопитающих также была заключена в делювии (Раскатов, 1953). В делювиальных отложениях встречаются остатки фауны беспозвоночных, к сожалению, не представляющих биостратиграфического интереса.

Как следует из условий залегания делювия, органических остатков в нем заключенных, наиболее широко представлены в Предкарпатье делювиальные отложения верхнечетвертичного и современного возраста.

### *Отложения оползней и опывин*

**Карпаты.** В горных районах Карпат отложения, связанные с оползневыми процессами, не являются редкостью, однако развиты крайне неравномерно. Широко развиты оползневые отложения в Жабьевской, Ясинской и Солотвинской котловинах, где имеется ряд благоприятных предпосылок для проявления оползней (развитие песчано-глинистых пород олигоцена и миоцена, выходы грунтовых вод и т. д.). В тех же районах Карпат, где в разрезе преобладают кристаллические породы, песчаники или известняки, оползневые накопления почти не встречаются (Раховский массив, Полонинские горы, Горганы и др.).

Отдельные оползни известны и в других районах Карпат, где они связаны с обнажениями песчано-глинистых пачек, в разрезе эоцена или верхнего мела — оползень у с. Спас на Днестре, оползень на р. Опор, оползни в районе Делятина на Пруте, оползни на южных склонах Черной Горы и т. п. (Тейссейр, 1929, 1931; Свицерский, 1938а и др.).

Большинство оползней имеют сложное строение с морфологически более или менее ясно выраженными областями денудации, переноса и отложения оползневого материала. Последний образует крупные веерообразные расширяющиеся в направлении движения языки сильно перетертых и перемешанных пород коренного склона или в некоторых случаях — четвертичных склоновых образований. Следует отметить, что в формировании оползневого тела, кроме процесса оползания, принимает участие ряд других, второстепенных факторов (осыпи, солифлюкции, селевые выносы). Размеры оползневых языков измеряются по фронту до 50—80 м, в длину до 100—150 м.

Прекрасным примером сложных оползней является крупный оползень у с. Спас на Днестре, заложенный почти по простиранию пестрой песчанисто-сланцевой толщи эоцена. В основании оползневого цирка мелкие оползневые тела смешиваются с отложениями конусов выноса и осыпей и вытекают из него мощным языком, сложенным крупными глыбами и щебенкой песчаников, перемешанных с глинистым материалом. В областях развития глинистых или аргиллитовых толщ менилитовых сланцев или третичных глин (внутригорные котловины) сложные оползни имеют наибольшее развитие.

Процессу оползания сильно содействует поверхностное увлажнение рыхлого покрова склонов. Смещение оползневых масс происходит в виде мелких наползающих друг на друга чешуй, сложенных интенсивно перематыми глинами или аргиллитами с примесью обломков песчаников. Мощность оползневых отложений измеряется несколькими метрами. Оползни такого рода поражают склоны на большую глубину, накладывая характерный отпечаток на морфологию склонов котловины. Реже встречаются блоковые смещения с относительно слабым нарушением первичных структурно-текстурных особенностей коренных пород. Таков крупный оползень в миоценовых песчаниках и глинах на р. Тересва у с. М. Крива с шириной оползневого массива по фронту до нескольких сотен метров.

Остальные, весьма многочисленные оползни Солотвинской котловины близки к первому типу.

В Чоп-Мукачевской низменности оползни развиты слабо и изучены крайне недостаточно.

**Предкарпатская равнина.** Развитие оползней неравномерное, местами весьма значительное. Мощного развития они достигают в сарматских глинах на Покутье и в северо-западной части равнины, встречаются также и в области развития соленосных глин миоцена. Значительные оползни встречаются также и в лёссовых породах долины Днестра и южных склонов Волыно-Подольской возвышенности. Отличительной чертой оползней в миоценовых глинах является выположенность оползневых чаш, заполненных последовательно смещающимися относительно тонкими плоскими чешуями сильно перемятых глин темно-серых тонов.

При выположенном мелкобугристом рельефе оползневых массивов сопутствующим процессом является заболачивание пониженных участков, что с учетом длительности оползневого процесса ведет к переплетению в разрезе оползневых, солифлюкционных и болотных отложений.

В лёссовых грунтах, мощность которых сплошь и рядом измеряется 15—20 м, в подмываемых обрывах развиваются ступенчатые оползни блокового типа. Хорошими примерами таких оползней являются оползни в долине р. Вишни у г. Рудки (в верхнечетвертичных суглинках), оползни в долине р. Днестра у с. Подгорцы и др.

Возраст значительной части оползней молодой, чаще всего относящийся к современной эпохе. Среди них есть действующие и закрепленные оползни. Возможно, что некоторая роль в современной морфологии принадлежит также и верхнечетвертичным оползням.

Характеризуя оползневый процесс, формирующий важный в практическом отношении тип отложений оползневого материала, необходимо указать на довольно значительное развитие явлений оплывания грунта. Процессы оплывания захватывают главным образом глинистые делювиальные отложения, приобретающие повышенную подвижность вследствие избыточного увлажнения. Частично при этом захватываются и коренные породы. Возможно, что в горных районах явления оплывания являются зачаточной формой образования оползней. Вместе с тем они занимают как бы промежуточное положение между оползнями и явлениями солифлюкции.

### *Отложения осыпей*

Слабая обнаженность и широкое развитие почвенного и растительного покрова в Украинских Карпатах создают неблагоприятные условия для процессов, формирующих осыпи. Вследствие этого осыпи и обвалы развиты в наиболее возвышенных, расчлененных эрозией, участках горного рельефа и в особенности в тех местах, где обнажаются плотные песчаники, известняки или кристаллические породы. Чаще всего осыпи наблюдаются на крутых склонах Горган. Элювиальные крупноглыбовые и щебневые россыпи песчаников эоцена, смещаясь по склонам, образуют мощные конусы осыпей, нередко достигающих подножия вершин. Величина глыб варьирует от нескольких дециметров до 1—1,5 м в поперечнике. Значительные осыпи наблюдаются во внутренней части Внешних Карпат (бассейн Ломницы-Прута) и на крутых склонах Полонинских гор (Черная Гора). Здесь нередко конусы осыпей черногорских песчаников комбинируются с каменными реками.

Крупные осыпи в горах Черная Гора опускаются почти до современных тальвегов. С нижней части они обычно закрыты мхом и густым

кустарником. Для большинства черногорских осыпей характерно преобладание крупнообломочного материала. Мелкая щебенка, как правило, отсутствует. С поверхности глыбы песчаников покрыты бурыми корками выветривания.

Осыпи меньших размеров (конусы в несколько десятков метров), в различных геоморфологических районах приурочены к глубоким У-образным (чаще всего поперечным) отрезкам долины. Особенно богат такими мелкими конусами осыпей район Раховских гор. Часты они также на склонах долин, пропиливающих южные склоны Полонинских гор. В значительно меньшей мере они развиты в поясе вулканических гор, где чаще всего бывают приурочены к крутым структурным уступам, на крутых внутренних склонах кальдер и т. д.

Осыпи представляют собой молодое образование, в основном связанное с современной геологической эпохой. Некоторые осыпи на склонах Черных Гор и Горган являются более древними, связанными своим образованием с суровыми климатическими условиями верхнечетвертичной, а возможно, и среднечетвертичной эпохи.

### Солифлюкционные отложения

Наряду с делювиальными отложениями большое место среди склоновых образований Карпат принадлежит солифлюкционным массам. Солифлюкционные отложения встречаются как на крутых, так и на пологих склонах. Особенно широко они развиты в межгорных и внутригорных котловинах и ложбинах, в зоне распространения глин или песчано-глинистых толщ. Малая крутизна склона не препятствует течению грунта. Ограничение данного процесса крутизной склона в  $17^\circ$ , как это делает М. Климашевский (1948) для Западных Карпат, вызывает сомнения.

Мощности солифлюкционных накоплений весьма изменчивы: от первых метров до десятка метров.

Разнообразны и литолого-морфологические типы солифлюкций.

Одной из наиболее распространенных разновидностей солифлюкции являются *каменные потоки*. Ширина потоков различна (от 1 до 2—3 м) при длине до десятка и более метров. Вытянуты потоки в направлении наибольшего уклона; встречаются как на крутых, так и на пологих склонах. Глыбы песчаников размером от 0,1 до 0,5 м образуют солифлюкционные накопления до 1—2 м мощностью. В наиболее эффективной форме каменные потоки развиты на склонах Черной Горы, Свиловца, Горган. Встречаются они и в других районах Карпат. Датируются верхнечетвертичной и современной эпохами.

Второй разновидностью солифлюкции в горах являются *оплывания мелкоземистого грунта* на склонах вследствие избыточного увлажнения. Такое оплывание происходит чаще всего без разрыва дернового покрова, или с небольшими срывами и приводит к мелкобугорчатой волнистости склонов.

Иногда в разрезе наблюдается чередование грубого и тонкого солифлюкционного материала. Для района Кросценко в долине р. Дунаец М. Климашевский (1948) приводит следующий типичный разрез подобного рода: грубообломочные слои с остатками триасовой флоры, выше илестые образования красновато-бурого цвета с мелкими обломками глинистых сланцев, лишенные растительных остатков, общей мощностью 10 м. Автор относит формирование солифлюкционной серии к эпохе варшавского II оледенения.

Солифлюкционные образования известны также и в предгорных районах, однако изучены еще недостаточно.

В Предкарпатье чаще всего они наблюдаются в верхних частях разреза суглинков, относимых к самым верхам среднечетвертичного отдела или в более молодых отложениях. Проявляются солифлюкционные явления в виде очень сложного смятия слоев, происшедшего в условиях крайне пологих склонов при периодическом оттаивании и промерзании грунта.

Пример подобного рода дает нам разрез суглинков в карьерах кирпичного завода к западу от г. Городок Львовской области.

Здесь наблюдаются (снизу вверх):

1. Суглинок зеленовато-серый . . . . .	2 м
2. Темно-бурый горизонт ископаемой почвы; встречаются обугленные растительные остатки . . . . .	от 5 до 15 см
3. Суглинок синевато-серый с фауной мелких <i>Succinea abionga</i> . . . . .	1 м
4. Суглинок желто-бурый, тонкослойный . . . . .	0,5 „
5. Суглинок с пятнистой окраской (серая с желтыми пятнами) . . . . .	0,5 „
6. Суглинок светло-бурый, пористый, неслоистый . . . . .	2,3 м

Слои 3 и 4 смяты в сложные, причудливые складки величиной до 0,8 м. Образование их следует отнести, по-видимому, к последним этапам среднечетвертичной эпохи.

#### Аллювиальные отложения

Эта группа отложений имеет наибольший удельный вес среди всех остальных генетических типов континентальных отложений и вместе с тем представляет наибольший интерес с точки зрения выяснения основных вопросов стратиграфии, континентальных отложений плиоцена и четвертичного периода. Аллювиальные отложения полнее всего и в наибольших мощностях представлены в области Предкарпатской равнины Чоп-Мукачевской низменности, в Солотвинской котловине, в Завыгорлатской ложбине и в некоторых внутригорных котловинах.

В группе аллювиальных отложений рассматриваются, помимо отложений несомненных речных террас, также отложения, которые, напоминая по своей морфологии отложения субэральных дельт, вместе с тем имеют очень много общего с современными аллювиальными осадками, формирующимися в пределах крупных котловин Предкарпатской равнины и в Чоп-Мукачевской низменности.

Отнесение древних галечников к флювиогляциальным отложениям предгорных равнин, как это делает Л. Ф. Лунгерсаузен (1940), не подтверждается современными данными по геоморфологии и новейшей тектонике Карпат.

В современной схеме стратиграфии аллювиальных отложений Украинских Карпат был, насколько это позволил существующий фаунистический материал, использован биостратиграфический принцип. К сожалению, среди имеющихся находок фауны млекопитающих не обнаружены формы древнее нижнечетвертичного отдела. Поэтому для подразделения более древнего аллювия пришлось использовать некоторые косвенные данные.

В соответствии с указанной схемой стратиграфии аллювиальные отложения подразделяются на:

Четвертичный период	{	Отложения пойменных террас (современные)
		Отложения верхнечетвертичных террас
		Отложения среднечетвертичной террасы
		Отложения нижнечетвертичной террасы
Верхний плиоцен	{	Отложения верхней террасы
		Отложения нижней террасы

**Плиоценовые аллювиальные отложения.** Отложения этого возраста являются наиболее древними не только среди аллювиальных, но и среди всего комплекса новейших континентальных отложений. К ним относятся галечники и суглинки высоких террасовых уровней, развитых по северо-восточному краю Чоп-Мукачевской низменности, в Завыгорлатской ложбине, Солотвинской котловине и в Предкарпатской равнине.

По вопросу о возрасте описываемых отложений существуют большие расхождения. Для Предкарпатья часть исследователей определяет их как нижнечетвертичные (Рудницкий, 1907, 1913), часть же считает их плиоценовыми (Свидерский, 1932а; Тейссейр, 1933а, 1938). Высказы-



Рис. 50. Древний аллювий на вершине горы Скридей в Солотвинской котловине (абсолютная высота 485 м). Фото И. Д. Гофштейна

вается и более крайняя точка зрения о рисском возрасте галечников (Геренчук, 1947).

Не меньшие расхождения отмечаются во взглядах на возраст покровных галечников Закарпатья. С. Рудницкий (1925) датирует их нижнечетвертичным и отчасти плиоценовым временем, В. Шауэр (1929) — миоценом.

Еще большей разнобой имеется в вопросе датировки высоких террасовых уровней в горных долинах (Буцура, 1930; Климашевский, 1936а, 1936с; Тейссейр, 1933а). Синтезу имеющихся данных по Карпатам и Предкарпатья посвятили свои работы в разное время Л. Савицкий (1909) и Б. Свидерский (1932а).

В соответствии с последними данными советских геологов сопоставляемые между собой древнейшие террасовые уровни южного и северного склонов Карпат условно относятся к верхнему плиоцену.

Отложения верхней плиоценовой террасы. *Карпаты.* В горных районах сохранность отложений верхней, древнейшей террасы очень плохая, особенно в возвышенных частях Полонинских гор, Горган и северо-восточного склона Карпат.

Отдельные останцы аллювия верхней плиоценовой террасы встречаются в Солотвинской котловине, в Завыгорлатской ложбине и в пределах Выгорлат-Гутинского хребта. Примерами такого рода могут служить:

1) расположенный на водоразделе Рики и Терембли небольшой останец 2-метровой толщи крупного галечника (галыки кварцита, кварца, песчаника), покрытого тонким слоем желтого суглинка (рис. 50);

2) останец галечного покрова на горе Полонинка в междуречье Тересвы и Тячевы. Мелкая, хорошо окатанная галька песчаников и темно-серых кварцитов, рассеянная в желтой супеси, тонким слоем покрывает вершину и склоны горы. Цоколь аллювия — песчаники миоцена.

К отложениям верхнего плиоценового уровня следует отнести 20-метровую толщу галечников в долине р. Боржавы на склонах горы Юрич. Галечники прислонены к туфогенным песчаникам и глинам сармата на абсолютной высоте около 430—450 м. В составе гальки преобладают флишевые песчаники, сильно выветрелые и ожелезненные. В подчиненном количестве встречаются гальки кварца, черных кварцитов и кристаллических сланцев. Гальки хорошо окатаны, размер 4—5 см. В долинах других рек, прорезающих Выгорлат-Гутинский хребет, верхний плиоценовый уровень лишен аккумулятивного покрова («уровень Темника» в долине р. Ужа и др.).

Относительные высоты перечисленных террас достигают 250—300 м. В других районах Карпат можно лишь говорить об эрозионных ступенях — аналогах рассматриваемых отложений.

Таковы проходные участки водоразделов между котловинами Ясины и Жабье на абсолютных высотах от 900 до 1000 м.

В долине р. Ломница соответствующим аналогом является 200-метровая ступень выше с. Ясень; в долине р. Мизунка — 250 м ступень выше пос. Солотвина; в долине р. Стрый — 190—200-метровая ступень у с. Нов. Кропивник и т. д.

В некоторых случаях остается неясным, имеем ли мы дело с верхней или нижней плиоценовой террасой. Так, например, если внутригорный уровень М. Климашевского для Сана, имея характер поверхности выравнивания, сопоставляется с сарматской поверхностью выравнивания центральных частей Украинских Карпат, то так называемый «предгорный» 120—150-метровый уровень, видимо, представляет комплекс нерасчлененных плиоценовых террас («понтических», по М. Климашевскому).

*Чоп-Мукачевская низменность.* Верхняя терраса встречается здесь только на стыке низменности с Выгорлат-Гутинским хребтом в Иршавской котловине, на склонах хр. Гат, в бассейне р. Уж, имея высоту от 200 до 250 м. Террасовые отложения либо смыты, либо представлены маломощными галечниками, залегающими на паннонских эффузивах и осадочно-туфогенных образованиях. Так как верхняя терраса сложена (на склонах Полонинских гор) в сарматский денудационный уровень и срезает породы паннона до понта включительно, то ее возраст, очевидно, не древнее среднего плиоцена. Прямых фаунистических данных для возрастной датировки отложений верхней террасы не имеется. Наиболее вероятным является верхне- или среднеплиоценовый возраст верхней террасы Закарпатья.

*Предкарпатская равнина.* В Предкарпатье наиболее древними покровными галечниками являются сильно денудированные галечники вершин Красна (590 м) и Ландестрец (515 м) в бассейне Ломницы, а также мощные скопления гальки на вершине Залесье (488 м), расположенной в междуречье Свичи и Чечвы. Возможно, что аналогом этого уровня на водоразделе Быстрицы Солотвинской и Надворнянской являются также лишенные галечного покрова вершины горы Гвозд (581 м) и смежные с ней, а в бассейне Сана — денудационный уровень горы Радыч (400—410 м).

На водоразделе Днестра и Прута верхним галечникам отвечают галечники гряды Гостов — Хоцимир (абсолютная высота 360—370 м),

севернее на водоразделе Днестра и Вороны наиболее высокие галечники известны в районе горы Надорожной (380 м).

Отложения галечников верхнего уровня Предкарпатья почти нигде не покрываются суглинками. В составе гальки преобладают хорошо окатанные песчаники карпатского флиша, сильно обохренные с поверхности, расколотые и несущие следы полировки, типа эоловой. Размеры гальки не превышают 5—10 см. Кроме песчаников, много мелкой угловатой гальки и щебенки, кремней желтого и коричневого цвета из основания менилитовой серии.

Как выяснилось, в результате ознакомления с составом аллювия древнейших террас Подольского Днестра галечники этих террас, почти нацело состоящие из мелких, угловатых кремней и именуемые в литературе «карпатскими яшмами», «карпатским гравием» и т. д. (Лунгерсгаузен, 1938), очень близки по своему характеру к кремневой гальке древнейшего террасового уровня Предкарпатья. Последний по своему стратиграфическому положению ближе всего стоит к 175—200-метровой плиоценовой террасе Р. Р. Выржиковского или позднекучурганскому (верхнеплиоценовому) уровню Л. Ф. Лунгерсгаузена, установленному для Южного Приднестровья. Если такое сопоставление справедливо, то верхняя терраса должна быть датирована левантином или акачагыльско-куяльницким веком.

Отложения нижней плиоценовой террасы. Распространение и сохранность нижней террасы несравненно большие, чем верхней.

*Карпаты.* Наибольшее развитие данных отложений наблюдается в Солотвинской котловине, Завыгорлатской ложбине (рис. 51), во внутригорных котловинах (Ясинская, Жабьевская, Синеводская и др.). Реликты нижней террасы встречаются и в некоторых глубоких горных долинах.

В Завыгорлатской ложбине преобладают уступы террас, лишенные галечника. Маломощные галечные накопления известны в Перечинской котловине на абсолютных высотах 350—360 м (превышение 160 м), в котловине Свалявы на абсолютных высотах 350—400 м (превышение до 150 м) и др.

Остатки аккумулятивного покрова террасы известны в ряде пунктов Солотвинской котловины, в особенности в ее западной части. Одним из прекрасных примеров является гора Плоска (370 м), представляющая плоско поделанный водораздел Рики и Теребли. Ее поверхность сложена 3—4-метровым слоем светло-бурого суглинка, под которым залегает галька светло-желтых песчаников, светло-серых кварцитов, в меньшей мере кварца и черного кремня. Плиоценовые галечники Солотвинской котловины срезают различные горизонты миоценовой осадочной толщи, а в районе с. Вышково прислоняются к паннонским эффузивным образованиям.

Нижний плиоценовый уровень наблюдался в ряде районов Карпат в виде речных террас, вложенных в долины крупнейших карпатских рек. Он хорошо прослеживается в пределах горных долин до 3—4 км (85-метровая терраса Сана, 100—110-метровая терраса Стрыя в Синеводской котловине, 110-метровая терраса р. Ломницы у с. Ясень, 120—130-метровая терраса Прута в Делятинской котловине, 180-200-метровая терраса Тисы у с. Боско). В глубине гор встречаются лишь редкие разрозненные «кочки» эрозионных террас (130-метровая терраса р. Стрыя у Рыбника, 140-метровая терраса Ломницы в 4 км к юго-западу от с. Ясень, 160-метровая терраса Быстрицы Надворнянской близ Пасечной). В пределах центральной системы котловин с нижней плиоценовой террасой могут быть сопоставлены 200-метровая ступень Ясин-

ской котловины (бассейн Тисы) и 180-метровая терраса Черемоша в Жабьевской котловине.

Во всех описанных участках отложения нижней плиоценовой террасы представлены маломощным покровом крупного галечника, либо целиком денудированы.

*Чоп-Мукачевская низменность.* В Чоп-Мукачевской низменности нижний плиоценовый уровень представлен мощными (до 60—70 м) конусами типа сухих дельт, прислоненными к южным склонам Выгорлат-Гутинского хребта (превышение 120 м) и быстро снижающимися в юго-восточном направлении.

В районе Великой Копани в уступе плиоценовой террасы обнажается толща галечников мощностью около 60 м. Галечники содержат

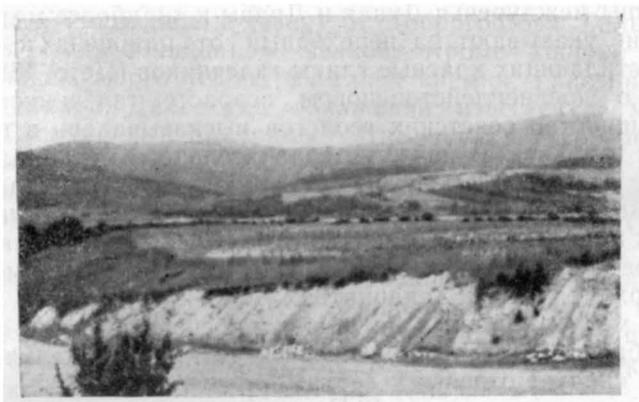


Рис. 51. Древний галечник в Завыгорлатской ложбине (район с. Турья Быстра). Фото И. Д. Гофштейна

линзовидные прослои желто-бурой сильно песчанистой, местами гравелистой глины. В основании разреза преобладает хорошо окатанная галька желтых и серых, сильно выветрелых песчаников и белого кварца в желтом песке. Очень редки гальки кристаллических сланцев. Размеры гальки достигают 10—20 см.

Вверх по разрезу увеличивается количество гальки белых и розовых кварцитовидных песчаников, уменьшаются их размеры (до 5 см), песок становится более глинистым, а количество прослоев желтых и красно-бурых глин возрастает. Галечники покрываются 15—20 м толщей пестрых глин и желтых суглинков. Глины жирные, ярко окрашенные послойно в кирпичный, желтый, лиловый и малиновый тона. Содержат небольшую примесь мелкой гальки и гравия. Местами в них встречаются полуразложившиеся обломки андезита. Покрываются глины желтыми делювиальными суглинками, мощностью до 6 м.

Описанный характер отложений сохраняется и в обнажениях по «Ременовскому перешейку», представляющему сильно сниженную плиоценовую террасу.

У края вулканических гор, что хорошо видно у с. Рокосов, мощность глин и суглинков резко сокращается и одновременно в них возрастает количество прослоев гальки.

К северо-западу от г. Мукачево галечники нижней плиоценовой террасы, сильно снижающейся в сторону низменности, известны в районе с. Клечаново, где они имеют 30 м видимой мощности, в районе с. Среднее, близ Ужгорода и в других местах. Характер и состав гальки

близок к разрезу у В. Копани. Слоистость в галечниках почти не выражена. Глинистые прослои в галечной толще играют подчиненную роль, они сильно песчанисты и окрашены в ярко-красный цвет. Разрез венчается 3—4-метровым слоем светло-желтого суглинка.

Широко развиты отложения нижней плиоценовой террасы и за пределами Закарпатья, по всему обрамлению Паннонской впадины (И. Шюмеги, 1944). Характерно, что почти всюду в верхней части разреза террасы содержатся красноцветы.

По поводу возраста террасовых отложений имеется много высказываний. Учет их имеет для нас тем большее значение, что на описываемой территории в этих отложениях не было встречено никаких остатков фауны.

Некоторые венгерские ученые (Л. Лоци — L. Lóczy, 1912) относят красные глины междуречья Дуная и Дравы к «наиболее молодому плиоцену», другие указывают на переходный от плиоцена к плейстоцену возраст подстилающих красные глины галечников (Пето, 1885); имеются сведения и о древнеплейстоценовом возрасте галечников (Шюмеги, 1944). Большинство советских геологов высказывалось в пользу плиоценового их возраста. В качестве сравнительного материала привлекались данные по фауне 180—190-метровой террасы Мароша в Трансильвании (*Mastodon arvernensis* Crois., *Aceratherium incisivum* K.), относимой к плиоцену (Алферьев, 1948б). Не следует, однако, забывать, что подобное сопоставление с равным успехом осуществимо и по отношению к верхней террасе Закарпатья.

Тем не менее, опираясь на общие палеографические соображения (главным образом в отношении красных глин), отложения предгорных сухих дельт следует отнести к верхам верхнего плиоцена.

**Предкарпатская равнина.** В Предкарпатье, в пределах предгорной равнины, отложениями, по-видимому, близкими по возрасту к вышеописанным, являются галечники и суглинки, покрывающие плоские водоразделы карпатских притоков Днестра и Прута. Галечники залегают на разных горизонтах миоценового молассового комплекса (от гельвета до среднего сармата). Высота террас колеблется от 100 до 120—140 м (на юго-востоке) до 70 м (на северо-западе равнины). Древний аллювий представлен хорошо окатанной галькой пород карпатского флиша и покрывающими их суглинками. Общая мощность аллювия от 10 до 20 м. Фауна в этих отложениях не встречена. Размеры галек изменяются на различном удалении от гор. У края гор встречаются гальки до 30 см в диаметре, а иногда и более. К внешнему краю предгорной равнины размеры уменьшаются до 3—5 см. В том же направлении происходит уменьшение мощности галечника и увеличение мощности покрывающих его глин.

Нижний плиоценовый уровень (отвечающий так называемому «Лоевскому уровню» Г. Тейссейра) особенно хорошо выражен на водоразделах Ломницы и Быстрицы, Быстрицы и Прута, по правому берегу Прута и Черемоша.

В обрыве 110-метровой террасы по правому берегу р. Черемош у г. Вижница, по данным К. И. Геренчука (1947), ошибочно относящего ее к рессу, наблюдается (сверху вниз):

- |   |         |
|---|---------|
| 1. Суглинок, сильно оподзоленный и оглеенный  | 3—4 м   |
| 2. Галечник, представленный крупной (8—10 см) хорошо окатанной галькой карпатских пород | 20—25 м |
| 3. Глины тортона.   |         |

В междуречье Прута и Быстрицы в районе с. Лоева разрез представлен 8-метровым слоем крупного галечника, прикрытого тонким чехлом желтого песчанистого суглинка.

В разрезе огромного аллювиального конуса, приуроченного к водоразделу Ломницы и Быстрицы, у края гор доминирует галечник крупный, хорошо окатанный, мощностью до 5—8 м. Покрывается он 3—5-метровым слоем суглинка. Вниз по течению, близ Днестровской долины мощность галечника не превышает 2—3 м, тогда как покрывающие его суглинки достигают 15 м. Суглинки светло-серые, тощие, в верхней части желтовато-серые, лёссовидные.

Прекрасно выражен останец нижней плиоценовой террасы на водоразделе Сукели и Стрыя (гора Болеховская). Хорошо окатанная крупная галька флишевых пород заключена в ржавом песчаном материале; покрывается маломощным слоем желтого суглинка. Мощность аллювия достигает 15 м.

Столь же четко выражен другой останец данной террасы на водоразделе Стрыя и Тысменицы к северу от Доброгостова. Гальки различных размеров, с преобладанием мелкой. Кроме хорошо окатанной гальки песчаников, много угловатых галек кремня. Галечник цементируется серой глиной. Далее ряд обнажений известен в междуречье Быстрицы — Тысменицы и Быстрицы — Днестра и в левобережном бассейне Днестра.

В бассейне Сана рассматриваемому уровню, по-видимому, соответствует эрозионная терраса с относительной высотой 85 м (Климашевский, 1936с).

В пределах Главного Европейского водораздела аналоги нижнего плиоценового уровня располагаются в районе с. Подлиски и к западу от него в виде отдельных изолированных участков. Разрез представлен 15-метровой толщей светло-желтых и серых суглинков с мелким карпатским галечником в основании (Тейссейр, 1938).

В долине Днестра с нижней плиоценовой террасой сопоставляются галечники 120—140-метровой террасы с. Букивны, залегающие на верхнемеловых мергелях. На галечниках лишь местами сохранился маломощный покров делювиальных суглинков. В верхней части склона упомянутой террасы известны находки кремневых отщепов, имеющих по П. П. Ефименко, древний облик (Раскатов, 1954а). Учитывая положение кремневых отщепов, возраст террасовых отложений не может быть моложе древнечетвертичного отдела. Не исключается вместе с тем и более древний возраст последних.

К востоку, в области врезанных меандр Днестра террасе Букивны отвечает нижний ярус покровных галечников (терраса Р. Р. Выржиковского, колкотовская терраса Л. Ф. Лунгерсгаузена). Согласно списку фауны, приводимой последним автором (*Paludina tiraspolitana*), вмещающие слои должны быть отнесены к концу плиоцена. Аналогичные террасовые отложения, развитые в долине р. Кучурган и перекрытые красновато-бурыми глинами и лёссовидными суглинками, по фауне унионид также относятся к верхнему плиоцену (левантинские слои).

Весьма правдоподобным выглядит сопоставление лоевского уровня с конгломератами Кандешти (Алферьев, 1948б), однако большая удаленность этих пунктов не позволяет принять такую параллелизацию за основу в возрастной датировке.

Приведенный выше материал свидетельствует в пользу отнесения нижнего уровня покровных галечников и суглинков к верхнему плиоцену, скорее всего к его верхней части (апшерон?).

**Четвертичные аллювиальные отложения** в долинах рек южного и северного склона Карпат группируются в несколько террасовых этажей, вполне сопоставимых друг с другом. Все эти террасы вложены в долины современных рек в горах и предгорьях.

Таблица 7

По С. Рудницкому (1925)	По В. Шауэру (1929)	По Г. П. Алферьеву (19486)	По Г. И. Раскату (1949)
Пойма террасы } менее 40 м } Q <sub>3</sub>	Пойма } post 2-5 м } W <sub>2</sub>	0,7-1,0 м 1,5-2 м 5-6 м	1-5 м Q <sub>IV</sub>
40 м } 60-80 м } Q <sub>2</sub>	10-20 м } W <sub>1</sub> W <sub>2</sub> W <sub>1</sub>	10-15 м 25-30 м	6-8 м } 16-20 м } Q <sub>III</sub>
120-120 м Q <sub>1</sub>	30 м } RW <sub>1</sub> R	50-60 м	30-40 м Q <sub>II</sub>
180-200 м Q <sub>1</sub>	50-60 м } MR M	80-90 м	60-80 м Q <sub>I</sub>
300 м N <sub>2</sub>	80-90 м } G-M G 100-130 м } G N <sub>2</sub> 220-260 м N <sub>1</sub>	150-200 м	120-180 м } 200-250 м } N <sub>2</sub>

Таблица 8

Г. Тейссейр (1933-1937)	Г. П. Алферьев (19486)	Г. И. Раскату (1949)	Индексы
1-2 } Голоцен 2-6 }	0,75 м 2,0 м	1-2 м } 4-6 м }	Q <sub>IV</sub>
10-12 } Верхний плейстоцен 14-16 }	5,0 м 12-25 м	8-12 м } 15-16 м }	Q <sub>III</sub>
20-22 } 40-50 } Доледниковье 60-70 }	30-40 м 50-60 м 70-100 м 150 м 180-200 м	20-25 м 30-50 м 70-90 м —	Q <sub>II</sub> Q <sub>I</sub> N <sub>2</sub>

Таблица 9

Ю. Чижевский (1925)	Р. Р. Выржиковский (1929)	Л. Ф. Луиергаузен (1940)	Г. И. Раскату (1949)
4 м 8-15 м W ? 25 м R ? 40 м M 80-100 м } Доледниковье	5-7 м W 12-15 м W 25-35 м 45-50 м R 90 м M 140-150 м G 175-200 м N <sub>2</sub>	Пойма Парканская Слободзейская Григориопольская Тираспольская Колкотовская Позднекучурганская	1-2 м } 4-5 м } Q <sub>IV</sub> 10-12 м } 13-25 м } Q <sub>III</sub> 30-40 м } 70-90 м } Q <sub>II</sub> 70-90 м } 120-140 м } 160 м } N <sub>2</sub>

В бассейне верхней и средней Тисы выделяются следующие террасы (см. табл. 7):

В пределах Чоп-Мукачевской низменности число террас сокращается, высоты их снижаются. В ее краевых частях могут быть выделены:

Пойменные террасы — 1—7 м ( $Q_{IV}$ )

I надпойменная терраса — 10—12 „ ( $Q_{III}$ )

II надпойменная терраса — 20—30 „ ( $Q_{II}$ )

III надпойменная терраса — до 40 „ ( $Q_I$ )

IV надпойменная терраса — 70—100 „ ( $N_2$ )

К центральным частям низменности большая часть этих террас переходит в погребенное состояние.

В долине верхнего Сана М. Климашевским (1937б) выделяются террасы высотой 1—2 и 4—6 м (голоценовые), 12—17, 20—30 и 45—55 м (плейстоценовые), 75—85, 120—150 и 200—230 м (неогеновые).

В правых притоках Сана Г. Тейссейр (1937а) выделяет четыре высоких террасы ( $v_1, v_2, v_3, v_4$ ), террасу  $c=50-60$  м, террасу  $d=40$  м,  $e=25$  м и более низкие уровни.

При сопоставлении этих схем с данными работ советских исследователей намечается возможность отнесения 120—150-метровой и 75—85-метровой террас к верхнему плиоцену; 50—60-метровой террасы — к нижнему отделу, 25—40-метровой террасы к среднему отделу и 15—16 и 8—10-метровых террас к верхнему отделу четвертичной системы. Нижние террасы являются современными ( $Q_{IV}$ ).

В бассейне верхнего Днестра выделяются следующие террасы (см. табл. 8):

В бассейне подольского Днестра—Покутья данные различных исследователей по речным террасам сведены в табл. 9.

Террасы верхнего течения Западного Буга описаны А. Яном (1937, 1946), А. Токарским (А. Tokarski, 1938).

В бассейне р. Прут близ выхода из гор и в пределах внутренних частей предгорной равнины выделяются различными авторами (Тейссейр, 1933а, с; З. Залуцкий — Z. Zalucki, 1932) нижние террасы от 1 до 2 м, 6 м, 15 м, 23 м, 30—50 м, 100 м, 150—220 м.

В котловине Жабье Г. Тейссейром (1933а) отмечены 4—10-метровые, 10—20-метровые, 25-метровые, 35—50-метровые — четвертичные террасы и 70—100-метровые, 110—120-метровые, 140-метровые, 180-метровые — плиоценовые уровни.

Приведенные стратиграфические схемы из разных районов карпатской дуги и ее предгорий свидетельствуют о большом разнообразии уровней террас. Дальнейшее знакомство с их разрезами убеждает в еще большей степени в том, что общая стратиграфическая схема аллювиальных отложений Украинских Карпат не может строиться на основе сравнения относительных высотных отметок (Алферьев, 1948б; Свидерский, 1932а); подобная схема может быть построена лишь на основе увязки местных схем с учетом всех разнообразных данных, характеристика которых дается ниже при региональном обзоре.

Как уже упоминалось выше, расчленение производится по четырехчленной системе (отложения нижнечетвертичной, среднечетвертичной, верхнечетвертичной и пойменной террасы).

Отложения нижнечетвертичной террасы. Отложения данного возраста, имеющие ограниченное распространение, связаны с четвертой надпойменной террасой, относительная высота которой подвержена большим колебаниям.

*Карпаты.* Наилучшая сохранность нижнечетвертичной террасы отмечается в котловинообразных расширениях горных долин, в про-

дольных депрессиях и крупных межгорных и внутригорных котловинах. В Закарпатье нижнечетвертичные отложения наиболее полно развиты в Солотвинской котловине. Разрезы их известны в районе с. Горинчово (90-метровая терраса), на 80—100-метровой террасе с. Дулова, в районе пос. Солотвина (гора Танто) и в других местах. В уступе горинчовской террасы обнажается толща хорошо окатанного крупного галечника белых и розовых кварцитовидных песчаников и различных песчаников, входящих в состав карпатского флиша. В верхней части разреза сменяются светло-серыми суглинками, мощностью около 4 м. Истинная мощность аллювия замаскирована оползнями; ориентировочно оценивается в 20 м.

В районе Солотвина в основании разреза нижнечетвертичной террасы на слабо дислоцированных песчаниках миоцена залегает 4,7-метровый слой галечника, перекрытый желтым лёссовидным суглинком 9,3-метровой мощности.

В котловине Свалявы на поверхности 70-метровой террасы, развитой к юго-западу от города, рассеяна песчаниковая и андезитовая галька, прикрытая тонким чехлом суглинка. Аналогичный характер имеет аллювий 60-метровой террасы Перечинской котловины.

Плечи (цоколь) нижнечетвертичной террасы, почти совершенно лишенные аккумулятивного покрова (редкая кварцитовая галька), хорошо видны в долинах прорыва рр. Тисой, Боржавой и Латорицей Выгорлат-Гутинского хребта на относительной высоте от 60 до 80 м.

Данные по нижнечетвертичным террасам в других районах Карпат единичны и разрознены.

Наиболее интересны материалы по Синеводской котловине, где полутораметровый слой нижнечетвертичных галечников залегает на высоте 75 м. Галька крупная, хорошо окатанная, состоит из песчаников и кремней. Сверху галечники прикрыты метровым слоем желтого суглинка с неолитическими кремневыми отщепами в самых верхних его частях, представляющих молодой делювиальный намыв.

С нижнечетвертичным временем, по-видимому, следует сопоставить высокую террасу котловины Жабье (110 м), 100-метровую террасу в бассейне Латорицы близ с. Ганьковице и др. В большинстве случаев это террасы с обнаженным скалистым цоколем.

*Чоп-Мукачевская низменность.* В пределах северного обрамления Чоп-Мукачевской низменности остатки нижнечетвертичной террасы очень редки. Они приурочены к глубокому долинам, расчленяющим южные склоны Выгорлат-Гутинского хребта (у с. Худлево на р. Веча, в Иршавской котловине у с. Великий Раковец и к западу от с. Дубровка). Высота террас 30—40 м. Аллювий маломощный, представлен галькой кварца, песчаников и андезита. Г. П. Алферьевым описаны останцы древнечетвертичного галечного покрова с примесью бурых суглинков, залегающего на скальном основании на высоте 20—25 м на правобережье Тисы в районе Токая.

Южнее, в бассейне Самоша, Красна и в других районах аналогии данной террасы отмечаются многими авторами (Пето, 1885; Сонтаг, 1920; И. Ференци — I. Ferenczi, 1937). Именуются они древним плейстоценом, представлены галечниками с прослоями суглинков и песков, перекрытыми красным глинистым лёссом. Общая мощность до 10—15 м. Галечники цементируются иногда железистым и известковым материалом. Следует заметить, что датировка венгерскими геологами описываемых пород древним плейстоценом не увязана с составом встречающейся в них фауны (*Elephas primigenius* В. I., *Rhinoceras antiquitatus* В. I.). В связи с отсутствием данных об условиях залегания фаунистических остатков вопрос этот остается пока открытым.

В центральной части низменности расположена область погружения нижнечетвертичных террас. Отложения последних являются здесь погребенными под более молодыми образованиями, местами достигающими мощности более сотни метров. В некоторых участках (массив Ниршер) могут быть выделены аллювиальные серии нижнечетвертичного возраста.

Дробность возрастного разграничения погребенных отложений далеко не всегда может быть доведена до отдела; нередко не поддаются разграничению верхние горизонты левантинских отложений от древнечетвертичных толщ.

В бассейне Дуная в основании четвертичной толщи залегают аллювиальные галечники, перекрытые песками и красными глинами на глубине 145 м; выше залегает так называемый нижний лёсс (Алферьев, 19486). Аналогами этого комплекса являются, по-видимому, песчано-гравийные отложения основания озерно-аллювиальной толщи\* Чоп-Мукачевской низменности.

Предкарпатская равнина. Нижнечетвертичные отложения в различных частях равнины характеризуются резко различным положением (высота террасы, разрез, соотношение с другими отложениями). Наиболее хорошо сохранились нижнечетвертичные отложения в юго-восточной части равнины.

В бассейне Ломницы — Быстрицы они связаны с 50—70-метровой террасой. В других пунктах Предкарпатья высота террасы значительно изменяется.

Близ с. Нижний Струтин у края гор в основании разреза залегают галечники с видимой мощностью 3 м. Их покрывают желтые суглинки. Суммарная мощность аллювия не свыше 15 м. Местами, как, например, на 50-метровой террасе Моршина, аллювиальные отложения сильно сокращены в мощности. Здесь разрез представлен 1—2 слоем галечника, перекрытого 1,5-метровым слоем желтого суглинка.

В устьевых частях Свичи, Ломницы и Быстрицы разрез представлен мелким хорошо окатанным галечником карпатских пород, к которым в долине Днестра примешиваются гальки местных пород (черные мелкие кремни). Мощность галечника не превышает, как правило, 1—1,5 м. Галечник покрывается желтым суглинком, внизу слоистым, выше лёссовидным, пористым, с рассеянными в нем известковыми журавчиками. Мощность суглинков измеряется 15—20 м. По данным бурения, в районе с. Буянов общая мощность аллювия достигает 25 м.

Нижнечетвертичная терраса прекрасно развита близ западной окраины г. Нижнева, где высота ее достигает 90 м, а мощность аккумулятивного покрова 25—30 м. В основании разреза залегает метровый слой мелкой подольско-карпатской гальки. Окатанность карпатской гальки хорошая, кремни сенона угловаты. Галька заключена в ржавом кварцевом песке. В кровле галечника расположен 5-сантиметровый прослой травертина. Галечник покрывается желто-серыми суглинками, видимая мощность которых 2—3 м. В средней части уступа суглинков прослеживается серый оподзоленный горизонт. Выше по разрезу местами обнажаются светло-желтые лёссовидные суглинки, перекрытые 3—4-метровым плащом желто-бурого делювиального суглинка.

Сравнивая 90-метровую террасу Нижнева с разрезом аллювиальных террас в долине подольского Днестра, мы находим ей аналоги в 90-метровой (IV) террасе Р. Р. Вържиковского (миндель) и

\* Подробная характеристика дана при описании генетической группы озерных отложений (см. стр. 307).

в 60-метровой нижнечетвертичной террасе Рыбницы, близ которой все террасы Днестра испытывают признаки погружения. Очевидно также, что 90-метровая терраса Нижнева соответствует IV террасе Днестра в районе с. В. Косница. Возраст последней на основании находок фауны *Unio sturi* M. Högn., *Corbicula fluminalis* Mühl. датируется самыми низами четвертичного времени (Каманин и Эберзин, 1952). По-видимому, и 80-метровая терраса Серета с фауной млекопитающих, описанных И. Г. Пидопличкой (1940) как нижнечетвертичная, должна быть сопоставлена с 90-метровой террасой Нижнева.

По левому берегу опольского Днестра нижнечетвертичные отложения представлены остатками эрозионных террас, намечающимися контуры древнечетвертичной долины Днестра к северу от современной (район к северу от пос. Журавно). Отложения террас представлены редкими гальками карпатских пород.

В западной части предгорной равнины останцы 40—50-метровой террасы, близ с. Долголуки в долине Стрыя, на северной окраине Трускавца и к востоку от Дрогобыча, покрыты галечниками и песками мощностью несколько метров. На водоразделе Днестра и Быстрицы Урожской с нижнечетвертичной террасой сопоставляется понижение Чуквы, лишенное аккумулятивного покрова (превышение над Днестром 30 м).

В пределах Верхнеднестровской котловины нижнечетвертичные террасы не встречаются. Здесь, также как и в области пониженных участков главного водораздела, отложения предположительно нижнечетвертичного возраста находятся в погребенном состоянии. Таковы, вероятно, серые пески, подстилающие костеносные глины среднечетвертичного возраста с богатой фауной млекопитающих (Раскатов, 1953), обнажающиеся у Рудок в основании разреза 15-метровой террасы.

На водоразделе Днестра—Вяра, в проходной долине Бложевки под слоем суглинков, покрывающих ее плоское днище, встречаются редкие гальки северных кристаллических пород, налегающие на карпатские галечники—ложе этой долины (Тейссейр, 1937а). Тем самым устанавливается доледниковый, вероятно, нижнечетвертичный возраст карпатского галечника. В свою очередь с мертвой долиной Бложевки сопоставляется 60—70-метровая эрозионная терраса р. Вырвы у Добромиля, несущая покров песчаниковых галек, мощностью около 4—5 м.

Отложения среднечетвертичной террасы. Аллювий среднечетвертичной террасы имеет значительно большее развитие, чем древнечетвертичный. Террасы этого уровня достигают относительной высоты 25—30 м (до 40 м) в районах преимущественной аккумуляции, где они слагают большие пространства (Предкарпатская равнина, Чоп-Мукачевская низменность, Солотвинская котловина). В горах среднечетвертичные террасы увеличиваются по высоте, нередко являются цокольными или эрозионными.

*Карпаты.* В возвышенных районах страны отложения среднечетвертичного возраста развиты в виде отдельных разрозненных пятен и полос галечников, приуроченных к террасам высотой порядка 40—60 м. Следует иметь в виду, что возрастная датировка этих террас различными авторами резко различна. 35—50-метровая терраса Черемоша Г. Тейссейром параллелизуется с краковским оледенением, что, согласно представлениям значительной части польских геологов, отвечает нижнему плейстоцену.

Согласно схеме Б. Свидерского, для Черной Горы 30—60-метровой террасы сопоставляются со средним плейстоценом (Свидерский, 1938а).

Для Буковины Севастос датирует 60—65-метровую террасу риссом. Мнения этих авторов являются, по-видимому, наиболее приемлемыми.

В Закарпатской части горного массива Украинских Карпат наиболее широко развиты среднечетвертичные террасы в Солотвинской котловине.

В бассейне Рики среднечетвертичная терраса протягивается от г. Хуста вверх по течению, имея в высоту около 25—30 м. Видимая часть разреза террасы (15—20 м уступ к первой надпойменной террасе) представлена хорошо окатанным галечником флишевых пород. Размер гальки от 3 до 20 см. Аналогичная терраса слагает днище проходной долины р. Байлова. К югу относительная высота террасы возрастает, достигая у с. Крайниково 30—35 м. В том же направлении сокращается мощность аллювия. Толща галечников и суглинков у с. Крайниково не превышает 6—8 м. В составе гальки преобладают песчаники флиша. Галька крупная, хорошо окатанная.

Отложения среднечетвертичной террасы известны также в долине р. Теревли к югу от с. Угли, в долине Тисы в ряде пунктов, в том числе в районе Солотвина, где им отвечает слабо выраженный перегиб склона нижнечетвертичной террасы на высоте около 40 м. В Выгорлатской ложбине среднечетвертичные террасы развиты спорадически на высотах порядка 30—40 м. Вверх по течению полонинских рек эти высоты несколько возрастают (до 100 м в районе с. Ганьковицы). Отложения представлены маломощными галечниками, прикрытыми тонким чехлом аллювиального суглинка.

*Чоп-Мукачевская низменность.* На границе Выгорлат-Гутинского хребта и низменности среднечетвертичные аллювиальные отложения в ряде мест имеют характер широких конусов выноса. Примером служит веер района с. Билки в Иршавской котловине. Высота этой террасы не превышает 18—20 м; цоколь обнажается всего на несколько метров. Терраса сложена мелким галечником с большой примесью красновато-бурой глины за счет приноса с Выгорлат-Гутинского хребта.

К среднечетвертичной террасе условно отнесена пониженная северная оторочка (около 20 м) так называемого Реметовского перешейка, сложенного плиоценовыми галечниками, и невысокий останец террасы к югу от с. Гать. На южных склонах Береговского холмогорья к югу от г. Берегово среднечетвертичной террасе отвечает маломощный слой галечников светло-серых кварцитов на относительной высоте 15—20 м.

К западу, за пределами описываемой территории к среднечетвертичным отложениям следует отнести мощную толщу аллювиальных песков плато Ниршег.

В районе плато Ниршег, представляющего 30-метровую террасу, скважины вскрывают основание среднечетвертичных отложений на глубине порядка 80 м (Шюмеги, 1944). Разрез здесь представлен (снизу вверх):

1. Серые аллювиальные пески, залегающие на озерно-аллювиальной серии нижнечетвертичного возраста; местами на уровне песчаного горизонта располагаются гравийно-галечные линзы . . . . . 4—6 м
2. Толща чередующихся серых и зеленовато-серых глин и песков, в основании которой на глубине 78 м обнаружены раковины *Unio* sp. и *Valvata* sp. . . . . 30—32 „
3. Красновато-бурые, желтые и серые песчанстые глины и глинистые пески с растительным детритусом и линзами лигнита . . . . . около 30 м
4. Пески (мощностью от 10 до 18 м) частично перекрытые лёссовидными суглинками (мощностью 8—15 м); местами наблюдаются скопления наиболее молодых эоловых песков, перекрывающих как верхнюю песчаную серию, так и лёссы.

Учитывая, что красно-бурые глины и пески с лигнитом большинством исследователей датируются последним межледниковьем (Алферьев, 1948б; Шюмеги, 1944) терраса Ниршега по своему строению должна рассматриваться как наложенная, испытавшая поднятие лишь во второй половине верхнечетвертичного времени. Между террасой Ниршега и Выгорлат-Гутинским хребтом в участках четвертичных опусканий среднечетвертичные отложения представлены чередованием синевато-серых песков и глин аллювиально-озерного генезиса.

*Предкарпатская равнина.* Среднечетвертичные террасы развиты здесь повсеместно. В долинах Стрыя, Свичи, Быстрицы Солотвинской и Надворнянской террасы приобретают характер громадных плоских конусов, развернутых в ширину на многие километры. Мощность отложений на этих террасах достигает 20—30 м, местами 35 м. Это максимальные мощности четвертичного аллювия в Предкарпатье. По данным бурения, мощность аллювия среднечетвертичной террасы Свичи у края гор равна 20 м; еще больших мощностей аллювиальные осадки огромного конуса в междуречье Стрыя и Тысменицы. В скважине «Мазур» мощность аллювиальных суглинков и галечников измеряется 30 метрами. Такие же мощности установлены бурением для 30—40-метровой террасы близ Дашавы. Галька в разрезе террасы мелкая и средняя, песчаниковая, хорошо окатана, обохрена и заключена в ржавом глинистом песке. Обнажения ее единичны. Аллювиальные суглинки серые, неяснослойные. Иногда в них встречаются бурые концентрические пятна, являющиеся, по-видимому, следами корневой системы болотных трав. В верхней части становятся более тонкими, окраска светлее, появляются признаки лёссовидности.

Не исключена возможность, что нижняя часть описанного разреза 30—40-метровой террасы бассейнов Стрыя и Быстрицы Урожской имеет нижнечетвертичный возраст. В свете такого допущения естественным является отсутствие в пределах Верхнеднестровской котловины морфологически выраженных нижнечетвертичных террас, которые являются здесь погребенными.

В долине Днестра близ края Карпат среднечетвертичная терраса характеризуется высотой около 20 м и имеет цокольное строение. Галечник на ее поверхности сильно денудирован и часто смещен по пологим склонам. Сверху он покрыт маломощным глинистым чехлом. Среди галек к югу от Самбора наряду с карпатскими песчаниками появляются породы северного происхождения, принесенные, видимо, тальми ледниковыми водами. Ниже по течению цоколь террасы снижается, а мощность аллювия возрастает до 13—15 м.

К востоку от Стрыя остатки среднечетвертичных террас имеют значительно более скромные размеры. Тем не менее конус пра-Вороны (25—30-метровая терраса) и Быстрицы Солотвинской (35—40-метровая терраса) имеет в ширину не менее 5 км. Мощность аллювиальных галечников и глин в среднем равна 20 м. Максимальная мощность известна для 40-метровой террасы Галича, где она достигает 25—30 м. Здесь большая часть разреза представлена слоистыми лёссовидными суглинками палевого цвета с фауной пресноводных моллюсков.

В долине Днестра и по южной окраине Ополья террасовые осадки имеют узкое линейное распространение и представлены галечниками карпатских пород, на высоте 25—40 м. Наряду с карпатской галькой местами встречаются эрратические гальки северного происхождения, позволяющие произвести увязку террасы с располагающимися к западу зандровыми полями.

К сожалению, мощные накопления среднечетвертичного аллювия фаунистически охарактеризованы очень слабо. Остатки доледниковых

форм (зубы *Elephas trogonherii* Pohl. и *E. antiquus*) в бассейне р. Вишня у г. Рудки и в долине р. Сан у с. Барыч находятся во вторичном залегании. Данные по фауне и флоре водно-ледниковых образований среднечетвертичного возраста будут рассмотрены ниже.

Датировка описываемых террас в Предкарпатье в некоторой степени облегчается благодаря увязке с находками пещерной фауны ранне-среднечетвертичного типа близ с. Мелна и на горе Страч (Ополье — Росточье). У с. Мелна в пещере на высоте около 20 м над тальвегом ручья М. Ломницким были найдены многочисленные

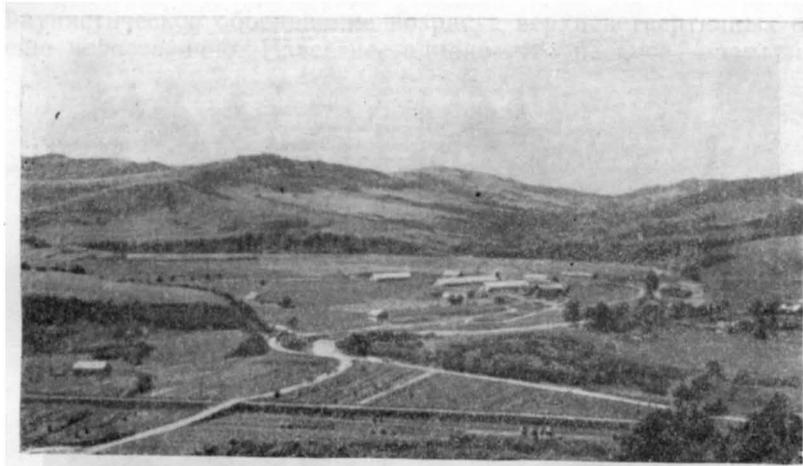


Рис. 52. Долина горного Днестра. В месте слияния его с притоком виден выступ террасы высотой 30—40 м (слева на переднем плане). Фото И. Д. Гофштейна

остатки костей крупных экземпляров *Ursus spelaeus* Rossm. и *Hyuena spelaea* Goldf.

Ниже по течению в отложениях третьей надпойменной террасы Днестра у Теребовли — Касперовец отмечаются находки мустьерских орудий и костей *Elephas primigenius* Bl.; верхнепалеолитическая фауна отмечается также Л. Ф. Лунгерсгаузеном для григорио-польской террасы. В последние годы получен и обработан богатый материал (фауна, палеолит) по 25—40-метровой террасе Днестра у с. Молодова, датируемой И. К. Ивановой (1960) второй половиной среднего плейстоцена.

*Отложения верхнечетвертичных террас.* К этому возрасту относится комплекс молодых надпойменных террас, характеризующихся большим площадным развитием. В большинстве случаев удается наметить двухчленное строение верхнечетвертичного комплекса террас. В соответствии с этим выделяются отложения двух террас — первой и второй.

*Карпаты.* К террасам верхнечетвертичного комплекса в горных долинах относятся нижние террасовые уступы, чаще всего развитые на высотах 8—15 и 25—30 м (рис. 52). В горных долинах близ края гор террасы еще наследуют предкарпатские признаки, однако при этом мощность аллювия, представленного галечником, заметно сокращается.

Наиболее благоприятные условия для образования и сохранения террас имеются во внутренних котловинах и мелких четковидных расширениях горных долин. Мощность аллювия нередко достигает здесь

10—15 м. В Делятинской котловине хорошо выражена 14-метровая эрозионная терраса. Широко развиты верхнечетвертичные террасы высотой 10—15 м и 20—30 м в Ясинской и Жабьевской котловинах (рис. 53).

Характерные плечи и отдельные клочки аккумулятивных и цокольных террас с относительными высотами от 15 до 30 м широко развиты в долине Стрыя. В основании разреза этих террас залегают галечники мощностью от 4 до 8 м, выше — серые и желто-серые суглинки.

С верхнечетвертичными террасами связаны немногочисленные известные нам в Карпатах находки фауны позвоночных. Так, в долине Стрыя, у с. Тышновице в отложениях верхнечетвертичной террасы были



Рис. 53. Цоколь террасы р. Черемош у с. Верховина. Фото Г. И. Раскатова

найжены кости и зуб *Elephas primigenius* В I. Очевидно, с отложениями верхнечетвертичных террас связаны также находки *Alces alces* L. в долине Прута, у Татарова.

В бассейне р. Тисы чаще всего встречаются террасы с относительной высотой 6—8 и 16—18 м. Террасовые отложения представлены песками и галечником в основании. Выше залегают светло-желтые аллювиальные суглинки, иногда имеющие лёссовидный облик. Террасы почти всюду являются аккумулятивными.

В районе Солотвина вторая терраса имеет высоту в среднем около 20 м. Мощность аллювиальных галечников и суглинков террасы изменяется 20—25 м, достигая максимума в зоне развития соляного карста. В западной части Солотвинской котловины долина Тисы является перуглубленной. Мощность аллювия в районе г. Хуста превышает 30 м. Возможно, что нижняя часть этой толщи имеет верхнечетвертичный возраст.

В Завыгорлатской ложбине хорошо прослеживаются два яруса верхнечетвертичных террас. Местами высота второй террасы повышается до 25 м. Террасы здесь являются цокольными.

**Чоп-Мукачевская низменность.** В Чоп-Мукачевской низменности морфологически выраженные верхнечетвертичные террасы распространены в незначительной степени, являясь преимущественно погребен-

ными. Высота террас колеблется от 10 до 12 м (рис. 54). По предгорному обрамлению низменности отложения данного возраста представлены песками и светло-желтыми лёссовидными суглинками. В районе Береговского холмогорья верхнечетвертичные отложения мощностью от 18 до 26 м погребены под пойменными отложениями и покоятся на породах сармата; сложены галечниками и песками в основании и серыми глинами в верхней части. В низменных участках мощность верхнечетвертичного комплекса выше (до 40—50 м). Обычно хорошо выявляются два комплекса сменяющих друг друга грубых песков, глинистых песков и глин (рис. 55).

Фаунистическое обоснование возраста верхнечетвертичных отложений еще недостаточно. Известно, однако, что р. Тиса, размывая над-

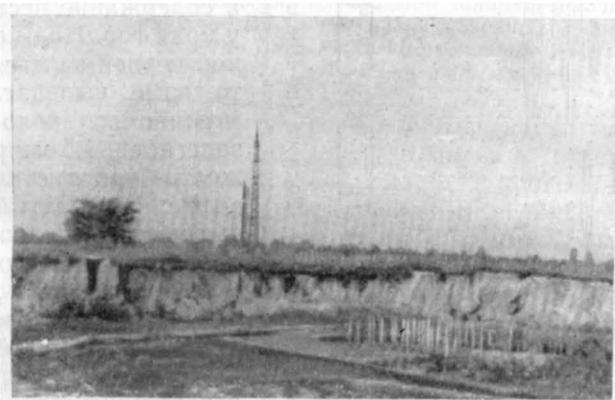


Рис. 54. Аллювиально-песчаный покров Закарпатской равнины (район г. Берегово) Фото И. Д. Гофштейна

пойменные отложения, выбрасывает на берега кости млекопитающих верхнепалеолитического комплекса. Так, известны находки рога *Megaceros* у г. Берегово; по данным Г. Горушитского (1906), приведенным Г. П. Алферьевым, между Токаем и устьем Тисы собраны кости — *Elephas primigenius* Blumb., *Rhinoceros antiquitatis* Blum., *Gerous elaphurs fossilis* Goldf., *Cervus (Megaceros) euryceros* Aldrov., *Bos (Bison) priscus* Woj., *B. (Taurus) primigenius* Woj. и др.

При постройке моста у г. Чоп из описанных выше отложений были извлечены куски тазовой кости *Elephas primigenius* Bl.

Встречаются в данных отложениях и остатки беспозвоночных. У западного подножия Ниршега в толще песков и глин с лигнитом ( $Q_{III}^1$ ) на глубине от 30 до 31 м были найдены *Planorbis* sp. и *Helix* sp. (И. Шюмеги, 1944).

**Предкарпатская равнина.** В Предкарпатье верхнечетвертичные террасы играют еще более значительную роль. Отложения этих террас в виде крупных конусов выполняют обширные предкарпатские котловины и широкими лентами тянутся вдоль русел правобережных притоков Днестра и Прута. Относительные высоты первой и второй террас измеряются 6—8 и 10—15 м; к краю гор и к востоку в долине Днестра их высоты несколько возрастают.

Большое количество буровых работ, выполненных в долине Стрия, позволяет представить разрез молодых террас в следующем виде.

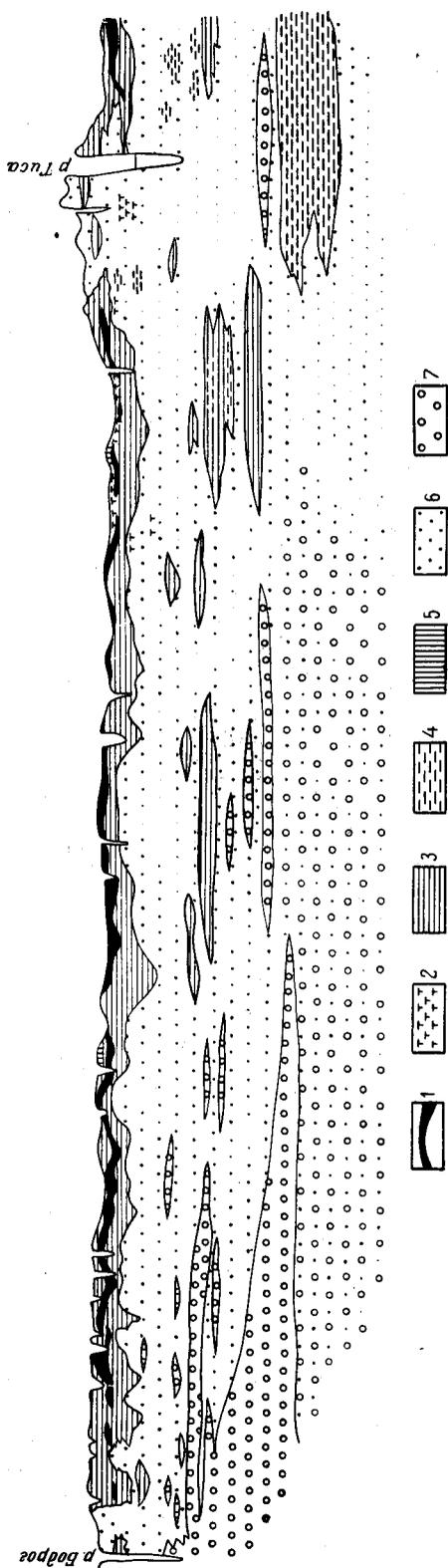


Рис. 55. Строение аллювиальных отложений между речья Тиссы—Бодрога (по Шюмеги, 1944)  
 1 — болотный ил; 2 — торф; 3 — глина; 4 — растительный детритус; 5 — лёссовидная супесь; 6 — песок; 7 — галька

Мощность аллювия достигает 20—25 м. Близ гор, в основании разреза залегает слой крупного галечника с песком, перекрытый маломощным покровом желто-серого суглинка.

Ниже по течению Стрыя, у г. Жидачова высота террасы снижается до 10 м. Мощности слагающих ее отложений 26 м. Нижнюю часть разреза (13,5 м) составляют галечники с песком; галька здесь мельче, а содержание песка выше, чем у края гор. Над песчано-галечной серией залегают зеленовато-серые пылеватые суглинки мощностью около 5 м. Выше залегает 1,5-метровый слой желто-бурого суглинка, далее зеленовато-желтый слоистый пылеватый суглинок, пористый, с фауной мелких гастропод. Мощность слоя 2 м. Венчается разрез толщей светло-желтого лёссовидного пылеватого пористого суглинка, неслоистого, известковистого, с вертикальной отдельностью. Мощность 4 м.

Отложения поймы и первой надпойменной террасы вложены в отложения второй террасы, которая является, таким образом, переуглубленной.

Верхнечетвертичное переуглубление долины Днестра хорошо согласуется с фактами и по расположенным к западу районам. Так, в долине Стрывигора еще Ю. Пушем (J. Pusch, 1830) у с. Чапли были найдены остатки *Rhinoceros thichorinus* Fisch. в серых глинах основания высокой поймы, несомненно более древних, чем отложения современной эпохи.

В Станиславской и Калушской котловинах мощность верхнечетвертичного аллювия, представленного галечником и суглинками, достигает 15—20 м.

У края гор 15—18-метровая цокольная терраса Чечвы,

отвечающая второй террасе Калушской котловины, образует озеровидное расширение с развитыми в верхней части разреза суглинков мощными горизонтами торфа.

В долине р. Б. Луковец у с. Старуня в 1907 г. при проходке шурфа был вскрыт следующий разрез отложений первой надпойменной террасы (сверху вниз):

1. Желто-бурый суглинок с обломками стволов деревьев в основании . . . . . 4 м
2. Песок с галькой, изменчивой мощности . . . . . от 0 до 5 „
3. Голубовато-серая глина значительной мощности, содержащая большое количество различных органических остатков. Здесь встречена мумифицированная голова и часть туловища шерстистого носорога (на глубине 17,6 м); ниже обнаружен скелет мамонта, остатки дубоноса, лягушки, насекомых, моллюсков. Среди моллюсков встречены как наземные (*Hyalina pura* Ald., *H. radiatula* Gr., *Helix pulchella* Müll., *H. rubiginosa* Liegl., *Pupa muscorum* L., *Clausilia laminata* Mont., *Succinea putris* L., *S. oblonga* Dr.), так и пресноводные формы (*Limnaea ovata* Dr., *L. peregra* Dr., *Planorbis rotundatus* Poir., *Ancylus fluviatilis* Müll., *Unio batavis* L., *Pisidium amnicum* Müll.) . . . . . 28 м

В глине (слой 3) заключены также обильные растительные остатки широколиственных форм (дуб, вяз, клен) в смеси с тундровыми элементами, что, по-видимому, явилось следствием нарушения первичных условий залегания остатков предшествовавшими горными работами. Последующие раскопки уточнили разрез; в частности, было установлено, что флора слоя, в котором был найден второй экземпляр носорога, имеет тундровый характер (Г. Гамс — Н. Gams, 1934). Это последнее обстоятельство привело к тому, что первоначальный взгляд В. Шафера об интергляциальном (мазовецком 1) возрасте слоев, вмещающих старунские находки, подвергся пересмотру.

У г. Мариамполя в основании разреза залегают выветрелые галечники хорошо окатанных карпатских и местных пород с содержанием угловатых кремней. Гальки заключены в желтом кварцевом песке, в основании сильно уплотненном. Мощность галечника до 3 м. Выше залегают светло-желтые и палевые суглинки мощностью около 10 м (так называемые лёссы Подолии W—I и W—II), местами подразделяемые слабо выраженным гумусированным горизонтом на два яруса. В верхней части разреза известны находки верхнепалеолитических отщепов (ориньяк). В суглинках при всей их видимой массивности можно подметить некоторые слабые черты первичной слоистости, мелкие линзочки тонких песчаных (кварцевых) окатанных частиц, располагающиеся горизонтами остатки мелких гастропод и т. д. Среди последних встречаются как наземные (*Succinea oblonga* Dr.), так и пресноводные формы (*Limnaea palustris* Müll.).

Аллювиальное происхождение данных суглинков не вызывает сомнения. Верхние части разреза первой террасы представлены, как правило, супесями, реже суглинками с линзочками песчаного материала.

Молодые террасы бассейна Сана имеют также двухчленное строение. Кроме 5—6-метровой надпойменной террасы к верхнечетвертичным отложениям относятся пески и суглинки 15-метровой террасы долины рр. Вишни, Шкло и др.

В 15-метровой террасе Рудок к верхнечетвертичному отделу относятся суглинки, залегающие выше косослоистых песков, с галькой гранита, перекрывающие так называемые костеносные глины, заключающие остатки смешанной (верхнепалеолитической и более древней) фауны. Суглинки внизу серые с желто-бурыми концентрическими пятнами; по-видимому, болотного происхождения. Мощность 8 м. Выше светло-желтые пылеватые суглинки со слабо выраженной слоистостью,

пористые, лёссовидные; встречаются моллюски — *Succinea oblonga* Д г а р. Мощность 3 м.

Первая надпойменная терраса в долинах правых притоков Сана обычно сложена песками или тонкими супесями серого и желтовато-серого цвета. Поверхность ее нередко бугриста за счет развевания песков.

Отложения пойменных террас. Занимают значительные площади, отсутствуя лишь на перекатах, главным образом в поперечных долинах горных рек. Обычно пойменные террасы выражены в виде двух ступеней — нижней, заливной террасы с высотой от 1 до 3 м и верхней заливающейся периодически, во время максимальных павод-



Рис. 56. Современный аллювий р. Ломницы. Фото И. Д. Гофштейна

ков. Высоты верхней террасы варьируют в зависимости от величины реки в границах 4—6 м.

Мощность современных отложений, как правило, не превышает 6—8 м. Литологический состав современного аллювия довольно разнообразен. Наряду с галечниками и песками встречаются глины, суглинки, супеси, торф, гиттия, болотная железная руда.

*Карпаты.* Наиболее широким распространением отложений пойменных террас в горах отличаются внутригорные котловины (Ясинская, Жабьевская, Синеводская, Солотвинская и др.) и продольные отрезки долин. В ущельях и поперечных долинах ленты пойменных террас узкие и прерывистые. Высоты террас варьируют в пределах 1—3 м, преобладают низкие 1—2-метровые террасы. Нередко наблюдается их расщепление.

Аллювий представлен обычно хорошо окатанным крупным галечником мощностью от 2 до 5 м прикрытым маломощным слоем песка, супеси или глинистого наилка (рис. 56).

*Чоп-Мукачевская низменность.* Современные аллювиальные отложения развиты здесь на больших площадях. Морфологически им отвечают русловые отложения, низкая и высокая поймы. Высоты террас колеблются от 2 до 5—7 м. Вниз по течению р. Тиссы высоты понижаются, не превышая на участке Токай—Шолнок 5 м.

Мощность современных отложений рек, орошающих низменность, колеблется от 6 до 12 м. Состав довольно разнообразный. Подстилающими являются более древние четвертичные отложения.

В районе Бадалова на Тиссе 7-метровый разрез пойменных отложений представлен (снизу вверх):

1. Супесь слюдястая с галькой . . . . .	1 м
2. Суглинки желтые с бобовинами железной руды . . . . .	2,5 „
3. Суглинки с растительными остатками . . . . .	1,5 „
4. Суглинки желто-серые немые . . . . .	до 2 м

Во впадинах типа котловины Черного Мочара (Чопская впадина) пойменные отложения представлены болотными серыми глинами мощностью 6—8 м. Местами, как, например, в районе с. Чаронда глины песчаные и имеют синевато-серую окраску. В глинах нередко встречаются линзы торфа.

Близ Чопа в пойменных отложениях возрастает роль песка, слагающего нижние 5—6 м разреза. Выше — чередование песка и суглинка. На поверхности террасы развиты молодые дюнные всхолмления высотой до 3 м.

В краевых частях Ниршега пойменные отложения обычно целиком сложены песками. Примером является разрез у с. Кишварда, где чередуются серые, зеленовато-серые и желто-серые пески, частью переваемые.

Пойменные отложения Закарпатья изучены еще очень слабо как с точки зрения вещественного состава, так и в отношении заключенных в них органических остатков. Археологические остатки на пойме древнее неолита (XXV в. до н. э.) неизвестны.

*Предкарпатская равнина.* Пойменные террасы Сана, Днестра, Прута, Серета и их притоков обычно выражены в виде двух ступеней: нижней заливной террасы с высотой от 1 до 3 м и верхней, заливающейся периодически, во время максимальных паводков. Высоты верхней террасы варьируют в зависимости от величины реки в пределах 4—6 м. Мощность современного аллювия, как правило, не превышает 6—8 м. По литологическому составу наряду с галечниками и песками среди отложений пойменных террас встречаются глины, суглинки, супеси, гиттия, торф, известковый туф, болотная железная руда.

В основании разреза высокой днестровской поймы залегают пески и галечники, часто содержащие обломки полуистлевших древесных пней, остатки листьев, шишек, семян и пр.

Близ края гор базальные пески ложатся на коренные породы, вскрытые эрозией (Стривигор, Быстрица Урожская), в Верхнеднестровской котловине они подстилаются серыми четвертичными глинами.

Выше залегают супеси и суглинки, иногда с прослоями торфа или болотной руды в верхней части разреза. Мощность прослоев торфа от 0,5 до 2 м. Крупные, разрабатываемые торфяники пойменных террас известны в так называемом районе «Самборских болот» и в восточной части Верхнеднестровской котловины, в долине р. Шкло и в других местах. В окраинных частях Ополья в составе пойменного аллювия встречаются маломощные прослои рыхлого известкового туфа.

В пойменных террасах различными исследователями было найдено большое количество фауны моллюсков.

Для 3—5-метровой террасы Стривигора Г. Тейссейр (1938) приводит следующие формы: *Fruticicola fruticum* Müller, *Patula solaria* Menke, *Succinea putris* Linne, *Glausilia laminata* Mont., *Cochlicopa lubrica* Müller, *Hyalina nitidula* Dr., *Planorbis marginatus* Dr., *Melanopsis acicularis* Fer., *Unio batavus* Lam., *Pisidium amnicum* Müll. Сопоставляя приведенный комплекс с фауной моллюсков из 4-метровой террасы подольского Днестра (*Patula solaria* M., *Helix pomatia* L., *Lythoglyphus naticoides* Fer., *Theodoxus fluviatilis* L. и др.) Г. Тейссейр на основании общей для обоих разрезов теплолюбивой

формы *Patula solaria* М. относит возникновение осадков поймы к среднему голоцену (эпохе атлантики и, может быть, суббореальной эпохе Прибалтики). Врезание в осадки террас, по мнению того же автора, наступило в современную более влажную и холодную эпоху.

Данные по изучению фауны моллюсков и спорово-пыльцевых анализов хорошо увязываются, дополняя друг друга.

### *Пролювиальные отложения*

В данную группу отложений нами относятся отложения временных потоков, представленные несортированным, неокатанным материалом и морфологически выраженных конусами выноса относительно небольших размеров. Пролювиальные отложения довольно часты в горах и лишь в очень ограниченной степени встречаются на прилежащих равнинах. Располагаясь на различных относительных высотах, конусы выноса в карпатских долинах могут быть сопоставлены с различными террасовыми уровнями. Наиболее хорошо развит нижний ярус конусов выноса, тогда как более древние сильно денудированы.

Отложения древних конусов выноса. Древние конусы выноса весьма немногочисленны. В долине Тиссы они встречаются на высоте до 60—80 м в устьевых частях боковых ущелий в виде круто наклоненных площадок, либо склонах, иногда с тонким чехлом галек. В котловине Свалявы у с. Сусково сохранился крупный конус выноса, подрезанный Латорицей. Высота обрыва 50 м. Пролювиальные отложения представлены толщей синеваато-серых суглинков, в верхней части желто-бурых. Суглинки содержат примесь щебенки. Мощность их достигает 18 м. Небольшой клочок пролювиального конуса известен в долине Тиссы в районе с. Квасы на высоте 35—40 м. Рыхлый покров, мощностью 8 м, сложен щебенчатым, почти неокатанным, материалом, прикрытым тонким слоем суглинка.

Перечисленные остатки древних конусов выноса условно относятся к средне- и верхнечетвертичному времени.

Отложения современных конусов выноса. Среди молодого комплекса пролювиальных отложений Украинских Карпат можно выделить две морфологические разности:

1. Плоские конусы выноса. Веера конусов опираются на пойму основных рек, постепенно сливаясь с ней. Размеры конуса измеряются несколькими десятками метров по длине и характеризуются значительной шириной. Материал глинистый или песчано-глинистый с примесью плохо окатанного щебня. Подобные конусы встречаются в расширенных участках горных долин и во внутригорных котловинах. Мощность пролювиальных отложений не превышает, как правило, 3—5 м.

2. Конусы выноса интенсивно расчлененных горных районов (Горганы, внутренние части Внешних Карпат, Полонинские горы, Раховский массив) обычно вложены в крутые ложбины стока. Характеризуются крутым наклоном образующих, увеличенными мощностями, обилием обломочного, плохо окатанного материала, от мелкой щебенки до метровых глыб, перемешанного с песчано-глинистой массой\*. Нередко наблюдается ярусность строения с вложенными двумя-тремя разновозрастными конусами.

В Закарпатье и Предкарпатье пролювиальные отложения развиты очень слабо, главным образом, в наиболее возвышенных и расчлененных частях предгорных равнин, т. е. близ края гор. Преобладают

\* В данном случае имеет место примесь к пролювию осыпных глыб. — *Прим. ред.*

конусы первой морфологической разности. Сложены они светло-желтыми или желтовато-бурыми суглинками с примесью мелкой щебенки песчаников (в Предкарпатье) и песчаников и эффузивов (в Закарпатье). Часто встречается примесь гальки за счет переотложения ее с высоких террасовых уровней. Суглинки массивные, неслоистые, лёссовидные.

Определение возраста пролювиальных отложений вследствие отсутствия в них находок фауны производится путем увязки конусов выноса с соответствующими аллювиальными террасами.

### Озерные отложения

Отложения крупных озерных бассейнов известны в пределах Чоп-Мукачевской низменности, представляющей часть Паннонской впадины, на протяжении неогена, и в четвертичное время являющейся ареной озерного осадконакопления.

В остальных районах Карпат озерные и озерно-болотные отложения развиты в небольших масштабах и в тесном сочетании с другими генетическими типами континентальных отложений, в связи с чем их рассмотрение удобнее всего производить совместно. Так, например, лимногляциальные отложения описываются при характеристике ледникового комплекса, озерно-болотные отложения пойменных равнин при характеристике аллювиальных отложений и т. д.

Верхнеплиоценовые (левантинские) озерные отложения. По данным бурения в Чоп-Мукачевской низменности левантинские отложения представлены глинами, песками и мергелями с фауной *Limnocardium* и других пресноводных моллюсков. Отграничение левантинских отложений от более древних отложений далеко не всегда осуществимо вследствие бедности разрезов фауной.

В частности, на юге Чоп-Мукачевской низменности в районе с. Тиссаберек выделяются верхнепаннонские отложения в целом без дробного подразделения с глубины 173,7 до 562,2 м. Озерная толща представлена здесь глинистыми песками, местами песками с прослоями песчаника. Иногда встречаются прослойки лигнита. На глубине 400,8 м встречены *Limnocardium* sp., *Viviparus* sp. Возможно, что верхняя часть разреза данной толщи может сопоставляться с левантином.

В районе Нирбатор к левантину условно могут быть отнесены слои с глубины 175,4 до 280,7 м (переслаивание серых мергелей, серых песчаников, серых и желто-коричневых глин; прослойки и линзы лигнита). Близ Шолнока Г. Горушитским (1906) к левантину были причислены пески, глины и мергели с глубины 145,8 м до 269,2 м по фауне *Limnocardium* sp., *Melanopsis* sp. и др.

Древнечетвертичные озерные отложения. Также как и плиоценовые озерные отложения, древнечетвертичные слои выделяются в Закарпатье по данным бурения.

В центральной части низменности отчленение древнечетвертичных отложений от верхнеплиоценовых весьма затруднительно. Так, в скважине с. Узловое 105-метровая толща тонких зеленовато-серых пльвунов с растительным детритусом, налегающая на песчаники паннона на глубине 172 м, видимо частично должна быть отнесена к верхнему плиоцену, частично — к древнечетвертичным отложениям. К югу мощности древнечетвертичных отложений возрастают.

Нижняя часть серии разреза Узловое может быть сопоставлена с основанием 170-метрового разреза в районе с. Тиссаберек, где по данным И. Шюмеги (1944) в осадках озерного характера (пески и мерге-

листые глины) на глубине около 90 м известна смешанная плиоцен-четвертичная фауна моллюсков.

В целом толща песков скважины у с. Узловое условно датируется нами плиоцен—нижнечетвертичным временем. С таким выводом соотносится отсутствие морфологически выраженных древнечетвертичных террас в центральных частях Чоп-Мукачевской низменности, осадки которых являются погребенными под более молодыми отложениями. Такими являются аллювиальные гравелистые пески с. Узловое, по-видимому, верхнечетвертичного возраста.

### *Ледниковые отложения*

Ледниковые отложения представлены остатками морены максимального материкового оледенения в северо-западной части Предкарпатской равнины и моренами горных ледников в разных районах Карпат.

Разрешение проблемы возрастного подразделения ледниковых отложений встречает значительные трудности в рамках каждой из двух указанных фацialsных разновидностей морены (материковой и горно-долинной), не говоря уже о составлении общей стратиграфической схемы ледникового комплекса в целом.

Материковая морена, являясь древним образованием, полностью утратила важнейшие черты своей первичной морфологии, сильно перемыта и с большим трудом может быть увязана с другими генетическими разностями четвертичных отложений.

Ледниковые отложения в горах, в особенности более древние, сильно разрушены и не всегда могут быть отделены от гравитационных и солифлюкционных образований.

Однако, едва ли не самым важным затруднением является недостаточность имеющихся в нашем распоряжении данных по биостратиграфической характеристике межледниковых серий. Тем не менее и при современной изученности ледниковых отложений может быть намечена общая стратиграфическая их группировка на средне- и верхнечетвертичные. Никаких веских доказательств существования в пределах Украинских Карпат более древних оледенений не имеется.

Морены горно-долинного оледенения. Моренные отложения горного оледенения известны в наиболее возвышенных районах Карпат (Павловский, 1915, 1933, 1936; Савицкий, 1911; Сви́дерский, 1938а).

Большие массы моренного материала находятся на северных склонах Черной Горы и Свидовца, в пределах Раховского массива и в Восточных Горгонах. Менее явственны следы накопления морены на северном склоне Полонины Красной и Полонины Руна и во Внешних Карпатах (горы Грофа, Высокая и др.).

Среди моренных образований могут быть выделены два резко различных в возрастном отношении комплекса: более древний, сильно денудированный, приуроченный к наиболее возвышенным участкам рельефа и более молодой, вложенный в глубокие долинные впадины.

*Древняя морена.* В 1938 г. Б. Сви́дерским в Черных Горах были выделены развалы глыбового материала на боковых водоразделах Дземброни и Быстрец на высоте до 100 м. Трактую эти образования, как остатки древней морены, Б. Сви́дерский увязывал их с 70—90-метровыми флювиогляциальными террасами, допуская возможность отнесения их к эпохе краковского оледенения.

Развалы глыб, подобные отмеченным, встречаются и в других местах Черной Горы, в частности на юг от горы Брескул, на уровне от

100 до 150 м. Впрочем, однако, не всегда можно с уверенностью считать их гляциальными образованиями. Скопления солифлюкционных грубообломочных масс нередко имеет очень сходный облик.

Учитывая приведенную выше параллелизацию морены и террас, допустимо условное отнесение древней морены к среднечетвертичному отделу. Однако, синхронизация ее со среднечетвертичной мореной равнины в настоящее время не представляется возможной.

*Морена последнего оледенения.* Более молодые ледниковые отложения представлены морфологически хорошо выраженными боковыми и конечными моренами, расположенными на различных уровнях троговых отрезков долин и в устьях каров. Реже встречаются остатки основной морены. Наибольшего развития моренные отложения достигают в Черных Горах. Здесь наблюдается большое количество каров, расположенных двумя этажами. Из нижних каров спускаются моренные языки до абсолютной высоты 1000—1200 м. Лучше всего сохраняются боковые моренные валы, достигающие в длину нередко 1—2 км при высоте 50—60 м. Эти валы фиксируют максимум распространения ледников в долинах рр. Прута, Гаджины и Кизи. Морены состоят из крупных (до 1—2 м) угловатых глыб песчаников (лютских, эоценовых и др.), заключенных в более мелком щебневом и гравийном материале. Указанные особенности литологии нередко затрудняют разграничение морен и глыбовых осыпей, широко развитых в районах древнего оледенения.

Мощность моренных отложений измеряется от нескольких метров до нескольких десятков метров. Во многих случаях современная эрозия еще не прорезала толщу морены. Среди молодого комплекса морен на Черных Горах выделяются от 2 до 3 дуг стадиальных морен, с заключенными между ними торфяниками.

К конечно-моренным валам в долинах рек Прута, Дземброни и других прислонены флювиогляциальные конусы, сливающиеся с аллювиальными террасами высотой от 6—8 до 40—60 м.

На основании рассматриваемого выше материала большинство исследователей приходит к выводу о соответствии последнего оледенения Карпат варшавскому I оледенению Польской равнины (Павловский, 1936; Свицерский, 1938а).

В. Шафером климатическая депрессия, отвечающая нижнему горизонту торфяников Черных Гор (Б. Свицерский, 1938а), параллелизуется с одним из последних стадиалов варшавского II оледенения. Делаются попытки синхронизации оледенения Карпат с оледенениями близлежащих областей (Татр, Альп).

Е. Ромер (1929б), М. Климашевский (1936а), Б. Галицкий (1930) указывают на соответствие максимального краковского оледенения равнины максимальному татрскому оледенению. В Западных Карпатах М. Климашевский связывает 3—6-метровую террасу с варшавским II оледенением, а 8—25-метровую террасу с варшавским I оледенением.

Анализируя стратиграфические построения польских геологов, Г. П. Алферьев (1948б) дает следующую схему увязки горных оледенений Татр с оледенениями альпийской области:

- I. Подгале = Миндель
- II. Субтатрское = Рисс
- III. Татрское = Вюрм.

Из изложенного ранее является очевидным, что древнейшее оледенение Украинских Карпат большинством польских геологов понимается как аналог минделя Альп. Последнее же оледенение, по-видимому, занимает не вполне определенное положение от рисса до вюрма I.

На основании сопоставления горно-долинных морен Черной Горы с террасовыми отложениями, возраст которых был охарактеризован ранее, более вероятным следует считать возраст последнего оледенения Украинских Карпат верхнечетвертичным (соответствующий террасам горных долин высотой до 40 м); наиболее древнего оледенения — средне-четвертичным (соответствующий 60—70-метровым террасам). Указанная датировка нуждается в дальнейшем обосновании биостратиграфическими данными.

Морены материкового оледенения. Следы пребывания материковых льдов известны на крайнем северо-западе Предкарпатской равнины и Ростоцьа. Площадь Предкарпатья, покрывавшаяся галицийской лопастью материкового ледника достигает 3000 км<sup>2</sup>. Отличительной чертой ледниковых образований этой территории является отсутствие первичных форм ледниковой аккумуляции, сильная перемытость морены. Следы наиболее древнего материкового четвертичного оледенения в пределах рассматриваемой области отсутствуют. Указания на таковые имеются в границах Южного Полесья и Северной Волини (нижний валунный горизонт) и в пределах Сандомирской впадины (ярославское оледенение) в работах Е. Рюле (E. Rühle, 1937) и В. Шафера (1933).

На территории Предкарпатья известны лишь ледниковые отложения максимального краковского оледенения (Павловский, 1910; Тейссейр, 1938; Раскатов, 1954б).

*Морена максимального оледенения.* Несмотря на широкую площадь развития оледенения количества хорошо сохранившихся полных разрезов морены немногочисленны. Неизвестны остатки конечных морен. Значительно чаще встречаются валуны перемытой морены (В. Гильбер — V. Hilber, 1880; С. Крейтц и А. Гловинская — S. Kreutz i A. Glowinska, 1932; В. Пшепюрский, 1938; А. Ян, 1952).

В бассейне правобережных притоков Сана и области Главного европейского водораздела морена представлена серыми и бурыми валунными глинами и суглинками, располагающимися на различных гипсометрических уровнях. Мощность морены обычно не превышает 1—3 м. На карте четвертичных отложений междуречья Днестра—Сана, составленной Г. Тейссейром (1938), показаны широкие поля развития моренных образований. В литературе описаны из них лишь морены района с. Сусидовичи на левом берегу р. Стривигора и морена района с. Чишки на левом берегу р. Бложевки.

В Сусидовичах эти образования имеют следующий вид:

1. Суглинок желтый с серыми пятнами	1—2 м
2. Глины моренные, серые песчанистые с обломками сильно выветрелых кристаллических пород (граниты, рапакиви, диориты, сиениты, порфириды, кварциты). Реже попадаются кремни и обломки светло-кремовых и белых опок. Обломки остроугольные и очень варьируют в размерах от нескольких сантиметров до 15 см. Слоистость в глинах совершенно отсутствует	0,6 "
Подморенная толща представлена следующим образом:	
3. Суглинок серо-зеленый с железистыми конкрециями и растительными остатками	1 "
4. Песок зеленовато-серый	0,2 "
5. Суглинок зелено-серый с ржавыми полосами	0,3 "
6. Глины ленточные серого, желтого и оранжевого цвета	0,2 "
7. Суглинок коричнево-серый песчанистый	0,7 "
8. Суглинок серо-зеленый	0,5 "
9. Суглинок шоколадный с тонкими прослоями торфа	0,2 "
10. Торф	0,25 "
11. Суглинок зелено-серый песчанистый	0,25 "
12. Глина, серая слюдистая, внизу ржаво-пятнистая	4,3 "
13. Галечник карпатский, хорошо окатанный	3,5 м

Слои 12 и 13 вероятнее всего относятся к эпохе лоевской террасы (верхний плиоцен). Предположение Г. Тейссейра о том, что слой 12 является лёссом краковского оледенения, не имеет достаточных оснований. Слои 3—6 являются флювио- и лимногляциальными отложениями единой со слоем 2 эпохи максимального оледенения Предкарпатья. Возраст слоев 7—11 остается неясным вследствие неизученности пыльцевого спектра торфяников. Отнесение Г. П. Алферьевым слоя 10 к ярославскому оледенению не подкреплено никакими доказательствами.

В районе с. Чижевичи (бассейн р. Вишни) в верхней части склонов в естественных обнажениях вскрыты (сверху вниз):

1. Темно-бурый брекчиевидный суглинок с ржаво-желтыми участками неправильной формы . . . . . 1 м
2. Темно-бурые, охристо-желтые и серые пески, средне- и грубозернистые, с мелкой галькой и гравием розового гранита и других эрратических пород. Хорошо выражена параллельная слоистость; слой толщиной 1 см . . . . . 0,5 „
3. Суглинок желто-серый с грубой линзовидной слоистостью . . . . . 1 „
4. Суглинок желтовато-серый, книзу более тяжелый, вязкий, неслойный, содержит большое количество беспорядочно рассеянных угловатых и окатанных галек и валунчиков эрратических пород размером до 15 см (гранит, амфиболит, опоки и др.) . . . . . 4—5 м

Слой 4 представляет морену максимального оледенения, слои 2 и 3 — флювиогляциальные отложения той же эпохи. Слой 1, по-видимому, имеет делювиально-солифлюкционное происхождение.

В разрезе у Дабановицы обнажаются два слоя красно-бурого песчанистого суглинка с обломками кристаллических пород, разделенные маломощным прослоем серого суглинка с горизонтом ископаемой почвы в основании. Валунные глины подстилаются флювиогляциальными суглинками и песками, покоящимися, в свою очередь, на сарматских глинах. Два горизонта морены в данном разрезе отражают осцилляции ледника.

Указания на двухфазность максимального оледенения имеются и в работах польских геологов. Так, по данным В. Пшепюрского (1938), моренные отложения в бассейне Сана с глыбами гранита размером до 0,5 м<sup>3</sup> разделены флювиогляциальными так называемыми смешанными галечниками, что позволило автору говорить о двух стадиях краковского оледенения. На двухфазность древнего оледенения в бассейне Западного Буга указывает в своих последних работах А. Ян (1946). Первой фазе оледенения отвечают кристинопольские илы с тундровой флорой (*Dryas octopelata* L.). Отступление ледника привело к эрозионному расчленению и выветриванию поверхности кристинопольских илов. Новое, меньшее по размерам, продвижение ледника привело к перекрытию кристинопольских илов флювиогляциальными песками.

По периферии оледенения моренные отложения сильно перемыты и представляют скопления валунного материала. Среди валунов присутствуют: розовые порфиroidные граниты, гранит-пегматиты, серые, часто огнейсованные, а местами катаклазированные плагиограниты, кварцевые диориты, амфиболиты, доломиты и пелитоморфные известняки, светло-коричневые яшмокварциты и светло-серые хрупкие спонголиты. Большая часть валунов имеет скандинавское происхождение. Отдельные глыбы достигают 1—1,5 м в диаметре.

В связи с отсутствием конечно-моренных форм точное определение границ оледенения является затруднительным. Первым приближением к решению этой задачи является оконтуривание области распространения крупных эрратических глыб. При проведении границы их рассеяния нами была принята с небольшими исправлениями граница, приве-

денная в последней работе В. Пшепюрского (1938) — рис. 57, с учетом данных Р. Блаховского (1936), Г. Козака (H. Kosack, 1937) и др.

Переходя к установлению стратиграфического положения моренных отложений Предкарпатья в общей стратиграфической схеме четвертичных отложений данной территории, следует иметь в виду следующее. Морена максимального материкового оледенения ложится на разные элементы довольно глубоко расчлененного рельефа Предкарпатья, часто подстилаясь и покрываясь флювиогляциальными песками и суглинками. При этом перекрываются отложения верхнеплиоценовой (район Сусидович—Подлисок) и древнечетвертичной (Бложевка) террас. В районе г. Рудки флювиогляциальные пески и галечники данного

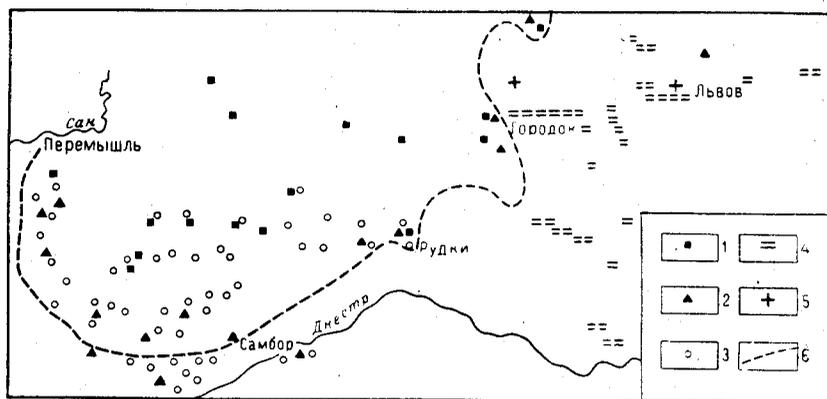


Рис. 57. Схема распространения перемытых ледниковых и флювиогляциальных отложений в Северо-Западном Предкарпатье (по В. Пшепюрскому)  
1 — глыбы гранита объемом в 1 м<sup>3</sup>; 2 — глыбы северных пород менее 0,1 м<sup>3</sup>; 3 — галечники смешанного состава; 4 — пески ледниковой эпохи; 5 — глыбы третичных пород; 6 — границы распространения эрратических валунов максимального оледенения

оледенения покоятся на серых триасовых глинах, содержащих наряду с арктической флорой остатки позвоночных верхнепалеолитического комплекса. Восточнее задровые отложения максимального оледенения сопоставляются с 25—40-метровой террасой района Журавно-Николаева, возраст которой, как указывалось ранее, датируется среднечетвертичным временем.

Все приведенные данные с достаточной определенностью позволяют относить максимальное оледенение Предкарпатья (краковское оледенение) к среднечетвертичному отделу. Вероятнее всего сопоставление этого оледенения с днепровским оледенением. При такой датировке возникает вопрос о возможности параллелизации ярославского оледенения с лихвинским оледенением, установления среди стадий среднепольского оледенения аналогов московскому оледенению и т. д.

Во время максимального оледенения льды подходили вплотную к Карпатам, баррикадируя устьевые части горных долин. Такому распространению льдов, помимо значительной депрессии климата в среднечетвертичную эпоху, способствовали предшествовавшие оледенению тектонические опускания северо-западной части Предкарпатского прогиба. На протяжении эпохи максимального оледенения ледник испытал двухкратное продвижение. К этой же эпохе следует, по-видимому, отнести и первое оледенение Украинских Карпат.

Более молодые оледенения равнины не захватили территории Предкарпатья, им соответствовало ухудшение климата, нашедшее отражение

в образовании солифлюкционных масс Предкарпатской равнины. В Карпатах в верхнечетвертичное время существовали ледники. Однако и здесь ледниковая эпоха была менее длительной, чем в Альпах и Татрах.

### *Флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения*

Флювиогляциальные отложения очень широко развиты в границах материкового оледенения на северо-западе Предкарпатья и в приледниковой области, а также в бассейне верхнего течения Западного Буга.

Флювиогляциальные отложения горного оледенения имеют очень ограниченное площадное развитие, вниз по течению они быстро переходят в аллювиальные отложения горных долин.

Среднечетвертичные флювиогляциальные отложения равнины характеризуются большим разнообразием литологии, значительными мощностями (до 30 м).

В тесном соотношении с флювиогляциальными отложениями находятся озерно-ледниковые образования, в связи с чем рассмотрение их целесообразно вести совместно.

В Украинских Карпатах флювиогляциальные отложения представлены переходными конусами крупных (до 0,5 м в диаметре) галечников, мощностью от 15 до 30 м, группирующимися в несколько террасовых уровней. Нижняя группа террас высотой от 4 до 60 м, увязывающаяся с моренами верхнечетвертичного оледенения, по-видимому, может быть сопоставлена с нижними надпойменными террасами Днестра, Прута и Тиссы. Верхняя группа флювиогляциальных террас высотой от 70 до 90 м, отвечающих древней морене Черной Горы (среднечетвертичной?), сопоставима с 30—50-метровыми речными террасами тех же рек предгорья. Отнесение Л. Ф. Лунгерсгаузенем (1938, 1940) галечников всех шести днестровских террас к флювиогляциальным образованиям лишено каких-либо веских оснований.

В районе горного оледенения Украинских Карпат известны отложения древних каровых озер (верховья рр. Кизи, Дземброни и др.). Представлены эти отложения торфами и глинами и изучены еще очень слабо (размеры торфяников не превышают 100—200 м). Полная мощность торфяников неизвестна. Как указывает Б. Свидерский (1938а), изучение торфяников в верховьях р. Пожижевской до глубины 9 м показало наличие резкой климатической депрессии в нижней части разреза (сосновый период). В самом основании разреза вскрыты слои, характеризующиеся обилием пыльцы сосны с примесью ели и кедра и следами пыльцы бука, что свидетельствует о более мягких климатических условиях.

Выше озерных слоев, отвечающих климатической депрессии, вновь наблюдается увеличение содержания пыльцы ели и кедра, далее встречается максимум пыльцы ели и пород смешанного леса (орешник, дуб, вяз, липа, граб, ольха) и, наконец, в верхних слоях (современная эпоха) отмечается пыльца бука и ели.

В связи с тем, что подошва озерно-ледниковых отложений не была вскрыта, вопрос о синхронизации отмеченной климатической депрессии с оледенениями смежных районов остается открытым. Установление в подстилающих слоях интергляциальных или интерстадиальных условий позволило бы решить вопрос о наличии или отсутствии двух самостоятельных фаз более молодого оледенения Украинских Карпат.

В Предкарпатье флювиогляциальные отложения развиты в бассейне правобережных притоков Сана и верхней части течения Днестра. Здесь они описаны А. Зиргофером (А. Zierhoffer, 1932), В. Пшепюрским

(1938), Г. Тейссейром (1938) и др. Здесь основанием разреза являются галечники и косослоистые пески с большим процентом пород северного происхождения. Такие галечники, известные в польской литературе под термином «смешанные», т. е. содержащие материал как карпатского, так и скандинавского типа пород, развиты в очень большом количестве пунктов.

В зоне, непосредственно примыкающей с севера к Главному Европейскому водоразделу, в бассейне рр. Вишни—Бухта, такие галечники, обнажающиеся на склонах долин, спускающихся на север, располагаются на высоком гипсометрическом уровне, весьма близком к сквозным понижениям водораздела в районе Крукевица, Пникута и Рудок.

В районе с. Крукевица в основании флювиогляциальных галечников залегают голубовато-серые водоупорные четвертичные глины. В аналогичных стратиграфических условиях находятся костеносные глины Рудок и, по всей видимости, также голубовато-серые песчаные глины Валявы в долине р. Сан. Обильные сборы фауны и флоры в костеносных глинах Рудок проливают некоторый свет на их возраст. Среди фауны млекопитающих встречены: *Elephas primigenius* Bl., *Rhinoceros tichorhinus* Fusch., *Cervus elaphus* L., *Bos primigenius* Vo j., *B. taurus*, *Equus caballus*. Кроме того, найдено несколько зубов *Elephas trogonherii* Pohl со слабыми следами окатанности. Налицо, таким образом, два фаунистических комплекса: верхнепалеолитический и доледниковый или раннеледниковый.

Вместе с тем, костеносные глины характеризуются развитием триасовой флоры (*Dryas octopetala* L.), что характерно также и для голубовато-серых глин Валявы, изученных В. Шафером.

В свете этих данных костеносные глины скорее всего следует датировать среднечетвертичным временем. Тундровый характер флоры подсказывает, что глины отлагались, по-видимому, у края ледника в озерном бассейне. О близости ледника свидетельствуют крупные глыбы гранита, находимые в русле Вишенки (Пшеспюрский, 1938), и представляющие, по-видимому, остатки размытой морены. Галечники, покрывающие серые глины в районе Крукевица, хорошо окатаны и состоят из гранита и небольшого количества карпатских песчаников, мощностью 6—8 м. Вверх по разрезу сменяются серыми и желтыми слоистыми суглинками. В районе Рудок слой косослоистых песков с галькой северных пород в основании имеет 2 м мощности. В бассейне Вьяра также во многих местах известны находки смешанных галечников.

Синевато-серые суглинки, покрывающие галечники с. Крукевица — Пникута, являются нормальным завершением разреза флювиогляциальных осадков. Они широко развиты во всей южной части области оледенения. К западу от Городка в этих суглинках отмечается некоторая слоистость, местами сильно деформированная, в виде сложной гофрировки. Причину подобного явления следует усматривать в процессах солифлюкционного течения грунта. Верхние части разреза суглинков, имеющие обычно лёссовидный характер, являются более молодыми, чем среднечетвертичные, и обязаны своим образованием делювиальному процессу. Из основания разреза суглинков в карьерах кирпичных заводов близ г. Городок известны находки остатков фауны млекопитающих.

Севернее широтного отрезка р. Вишни флювиогляциальные отложения представлены песками. Пески разнозернистые, с хорошо выраженной, часто косой слоистостью, сложены кварцем и полевым шпатом с примесью листочков слюды. Мощности песков варьируют от 2—3 до 10—12 м. Характерно, что на водоразделе рр. Шкло и Вишня пески слагают гряды, вытянутые в западном-северо-западном направлении и содержат единичные эрратические глыбы. Такая же песчаная гряда

отмечена за пределами контура рассеяния валунов — к северо-востоку от Городка. Эти формы, по-видимому, следует рассматривать как сильно разрушенные озовые гряды.

Восточнее долины р. Верещицы песчаные флювиогляциальные отложения озовых гряд постепенно переходят в пески сильно денудированного заандра Щирецкой котловины. На междуречье Верещицы—Щерек известны находки песка и гравия с примесью северных пород (В. Пшепурский, 1932, 1938). Пески прикрыты тонким плащом желтого суглинка.

В бассейне Западного Буга флювиогляциальные отложения слагают целиком высокие песчано-лессовые гряды или их склоны (Савицкий, 1935; Новак, 1935; Малицкий и Ян, 1937; Чижевский и Зиргофер, 1936).

В возрастном отношении все флювиогляциальные отложения Предкарпатья увязываются с максимальным оледенением равнины. Более молодые водно-ледниковые образования здесь неизвестны.

### *Отложения источников*

Отложения источников немногочисленны. Большой частью они приурочены к Карпатам, однако, отмечаются также и на прилежащих равнинах. Представлены они различной окраски и плотности известковыми туфами. Наибольшее количество находок известковых туфов приурочено к южным склонам Полонинских гор (в долинах рр. Белой Тиссы, Шопурки, Косовской, Рики и др.). Туфы здесь железистые, пористые, с содержанием большого количества растительных остатков (листья, стебли). Приурочены к различным гипсометрическим уровням (от уровня поймы до высоты 100 м над руслом), но, по-видимому, являются очень молодыми образованиями, вплоть до современных и формирующихся и ныне. Мощности травертинов в общем невелики (не свыше 4—5 м).

На северном склоне Карпат, в долине Сана у с. Телешница, известны известковые туфы мощностью 3—4 м на высоте до 300 м над уровнем реки. Натёки белого известкового туфа встречаются в окрестностях с. Бисковичи, в долине Стривигора, на уровне 12—15 м над рекой.

В пределах Волыно-Подолли пористые легкие желтовато-серые известковистые туфы отмечаются в с. Подгорцы, в долине р. Третья Вулька близ хут. Копятин, а также в долине безымянного левого притока р. Нетечи у с. Хрустятычи. В известковых туфах с. Подгорцы встречается очень много раковин гастропод, отпечатков листьев и стеблей растений. Большая часть отмеченных находок известковых туфов приурочена к пойме или нижней части склонов долин (Третья Вулька) и датируется современной или верхнечетвертичной эпохой.

В Южной Подолли известковые туфы отмечаются также в верхних частях разреза третьей, четвертой и шестой надпойменной террас.

### *Эоловые отложения*

К данной группе отложений относятся, главным образом, отложения развеваемых песков, имеющих в общем довольно ограниченное распространение. Такие отложения встречаются в пределах распространения флювиогляциальных песков максимального оледенения и песчаных накоплений поймы и нижних надпойменных террас долин рр. Шкло, Верещицы, Западного Буга и в Чоп-Мукачевской низменности. Так, в долине р. Золочевки над аллювиальными песчаными отложениями первой надпойменной террасы располагаются прекрасно сортирован-

ные тонкозернистые, кварцевые пески. Эти пески образуют бугры, поросшие сосной и елью. В некоторых других пунктах котловины Западного Буга, по-видимому, часть континентальных отложений, представленных песками, также образована при участии ветра (пески в окрестностях сел Фольварки Мейские, Задворье, Женев). К западу от Львова, в долине Билогорского ручья, в долине р. Шкло между Яворовым и Краковцом на поверхности 3—5-метровой террасы видны невысокие (до 3 м) песчаные холмики, покрытые редким кустарником. Эти формы также обязаны эоловому процессу.

В Закарпатье, в долине р. Тиссы, в пределах поймы развиты песчаные холмы высотой 2—3 м за счет развеивания аллювиальных песков. Возраст формирования эоловых песков молодой — послеледниковый и современный.

Формы более древней эоловой аккумуляции сохранились на плато Ниршег в виде целой серии песчаных гряд, перекрытых частично лёссом и закрепленных древесным покровом. Из других образований, связанных с деятельностью ветра, многими исследователями выделяются лёссы Восточных Карпат, Предкарпатья и Закарпатья. Последние исследования (Муратов, 1953; Раскатов, 1955) свидетельствуют о том, что ранее роль эолового фактора в образовании лёссовых пород рассматриваемой территории чрезмерно переоценивалась. Генезис последних различен.

Лёссовые породы широко развиты как в Карпатах, так в особенности в районах Предкарпатья и Закарпатья, входя в состав лёссовой зоны юга Восточной Европы. Мощности лёссовых пород варьируют в значительных пределах, от нескольких метров до 20—30 м.

Как уже отмечалось, многие исследователи придерживались взгляда об эоловом происхождении местных лёссов. Большинство авторов современных польских работ также подходят к решению вопроса о генезисе лёссов с позиций эоловой гипотезы. В советских работах намечается тенденция к пересмотру подобных взглядов (Муратов, 1953; Раскатов, 1955; Соколовский, 1958).

Наиболее изучены к настоящему времени лёссовые породы Предкарпатья. Они оказываются различными как по генезису, так и по возрасту. Среди них могут быть выделены пролювиальные, аллювиальные, делювиальные и флювиогляциальные суглинки.

подавляющая часть всех этих генетически разнородных суглинков имеет пылеватый состав, характеризуется большей или меньшей карбонатностью, пористостью, способностью держать вертикальные стенки, а также различную окраску — от светло-пылевато-желтой до желтовато-серой. Реже встречаются темно-бурые и синевато-серые тона. Суглинки местами неслоисты, местами имеют слабо выраженную или достаточно ясную слоистость.

На некоторых чертах, присущих лёссовым породам Предкарпатья уместно остановиться более подробно.

*Условия залегания, мощность.* Во многих разрезах террас видно, что лёссы, образующие верхнюю часть террасового комплекса имеют в основании горизонты и линзы галечника, гравия и песка, характеризуются тонкой, иногда линзовидной слоистостью. Мощности лёссовых пород предельно редуцированы у края гор; чем дальше от гор, тем мощность суглинков верхней части разреза террас становится больше, одновременно уменьшается мощность галечника и величина галек. У внешнего края равнины мощность суглинков превышает мощность галечника (местами почти вдвое).

*Фауна.* Для предкарпатских лёссов наиболее характерным, повторяющимся для различных террасовых уровней, является следующий

комплекс моллюсков: *Pupilla muscorum* Müll., *Succinea oblonga* D gar., *Monacha rubiginosa* Zieg., *Eulota fruticum*, *Vallonia tenuilabris* Вг., *Columella edentula columella* Mart. и др. (наземные формы); *Galba truncatula* Müll., *Gyraulus gredleri* В. и др. (формы, обитающие в стоячих или слабо проточных водах). Преобладание наземных форм в аллювиальном лёссе (не говоря уже о пролювиальной и делювиальной разности) вполне понятно, если представить себе верхние части разреза аллювиальных террас как пойменную фацию аллювия. Изучение видового состава моллюсков отложений пойменной террасы Днестра и Западного Буга убеждает в справедливости такого заключения.

**Механический и минералогический состав.** У некоторых авторов имеются указания на большое сходство состава западноукраинских лёссов (Токарский, 1930, 1936а, б, с). Однако, при наличии сходства в общих чертах можно отметить известные различия в составе лёссов различных провинций (Карпаты, Предкарпатская равнина, Воыно-Подольская возвышенность).

Типичным для предкарпатских лёссов является их высокая пылеватость (70—80%); песчаные частицы обычно содержатся в количестве не свыше нескольких процентов; количество частиц менее 0,005 мм колеблется от 6 до 18%. Флювиогляциальные суглинки отличаются более однородным алевроитовым составом; примесь песчаных частиц в них не превышает 3—4%; невелико также и содержание глинистой составляющей. Пролувиально-аллювиальные лёсы являются несколько более опесчаненными (до 10% частиц более 0,05 мм) и вместе с тем более иловатыми (12—18% частиц менее 0,005 мм). Близки к ним по механическому составу лёсы делювиального происхождения.

Минералогический состав определяется преобладающей ролью кварца при подчиненном количестве полевых шпатов. Встречаются единичные зерна глауконита и мусковита. В тонкодисперсной части породы значительную роль играют гидрослюды. Среди тяжелых минералов отмечаются рудные. Вторичные минералы — серицит, лимонит, кальцит. В некоторых разностях лёссов обнаруживается тонко рассеянный растительный детритус.

В лёссах центральной части равнины среди полевых шпатов, встречающихся по преимуществу в грубопылевой и песчаной фракции, преобладают плагиоклазы, средне- или слабосерицитизированные.

В лёссах северо-западной части равнины среди полевых шпатов почти исключительно фигурирует калиевый полевой шпат, обычно сильно разрушенный, часто нацело серицитизированный. Любопытно, что для лёссов котловины Западного Буга Ю. Токарский (1917) также указывал на наличие среди полевых шпатов только микроклина, не дав надлежащего толкования этой их особенности.

Для некоторых разностей грубопылеватых суглинков делювиального происхождения наблюдается обогащение их минералами, присутствующими местным породам. Таковыми являются суглинки северной и западной окраины Опольской возвышенности, где наряду с кварцем и полевыми шпатами встречаются в повышенном количестве пылеватые и тонкопесчаные частицы глауконита — минерала, широко распространенного в третичных отложениях платформы.

Отмеченные различия в механическом и минералогическом составе предкарпатских лёссов следует, по-видимому, объяснять, во-первых, различием областей сноса (для аллювиально-пролювиальной равнины такой областью являлись Карпаты; для флювиогляциальной равнины — территория Южной Польши и Северной Украины, покрывавшаяся льдами материкового оледенения); во-вторых, различным гидрологиче-

ским режимом рек и водноледниковых потоков. Как уже отмечалось выше, локальные вариации в составе делювиальных лёссов тесно связаны с характером подстилающих пород.

*Формирование лёссового облика суглинков.* Важнейшие черты лёссового облика суглинков Предкарпатья формировались длительное время и, по-видимому, в несколько этапов.

Несомненно, что некоторые черты лёссовидности в ряде случаев осадок мог приобрести уже за счет особенностей исходного материала, возникавшего в результате выветривания. Преобразование осадка могло идти также в процессе раннего диагенеза. Наконец, в последующие благоприятные облессованию периоды (с более или менее сухим климатом) процесс мог продолжаться непрерывно или с перерывами, нередко сопровождавшимися деградацией лёссов (Раскатов, 1955).

Как следует из вышеизложенного, эоловое осадконакопление не играло существенной роли в образовании предкарпатских лёссов. Данный вывод следует распространить и на Карпаты.

В отношении возраста лёссовых пород соответствующий материал может быть почерпнут при изучении разрезов тех генетических типов, к которым относится та или иная разность лёсса. Очевидно, древнейшими являются лёссы верхнеплиоценовых террас; более молодыми являются лёссы IV, III и I надпойменных террас, завершающие циклы осадконакопления, которые отвечают ниже-, средне- и верхнечетвертичному (I+II террасы) отделам системы. Лёссы III террасы сопоставляются с флювиогляциальными лёссами краковского оледенения. Делювиальные и пролювиальные лёссы в той мере, в какой они поддаются возрастному расчленению, могут быть сопоставляемы с соответствующими террасовыми образованиями.

### ***Важнейшие проблемы дальнейшего изучения четвертичных отложений***

В связи с тем, что далеко не все вопросы изучения четвертичных отложений нашли к настоящему времени должное решение, необходимо указать на следующие общие и частные проблемы, требующие дальнейшей разработки.

К общим проблемам относятся:

1. Биостратиграфические исследования четвертичных толщ: широкое использование спорово-пыльцевого, карпоботанического, палеопедологического и археологического методов. Исследование фауны млекопитающих и моллюсков.

2. Применение метода абсолютной геохронологии.

3. Изучение древних мерзлотных явлений для целей стратиграфии и палеогеографии.

4. Внедрение наиболее совершенных и тонких приемов литологических исследований, в особенности при изучении лёссовых пород (микроскопические исследования, минералогические анализы, шлиховой анализ, спектральные, термические исследования, методы прокрашивания глин и т. д.).

5. Более тесная увязка стратиграфических работ с геоморфологическими данными и данными по новейшей тектонике.

6. Более широкий обмен геологической информацией и опытом работ со странами народной демократии, располагающимися в пределах Карпатской дуги (Польша, Румыния, Венгрия, Чехословакия).

Из специфических проблем, касающихся геологии четвертичных отложений Карпат, можно назвать:

1. Необходимость дальнейшего изучения опорных разрезов (Старуни, Рудок, Городка, Золочева и др.) с проведением необходимого объема разведочных работ.

2. Повторное освидетельствование пунктов находок фауны млекопитающих и палеолитических находок с целью установления условий их залегания.

3. Поиски биостратиграфических и иных документов для дальнейшего обоснования возраста плиоценовых и древнечетвертичных отложений.

4. Выявление следов ярославского оледенения или его коррелятов в пределах Предкарпатья.

5. Выяснение соответствия двух фаз краковского оледенения в схеме оледенений Европейской части СССР.

6. Выяснение возможности параллелизации среднепольского (варшавского I) оледенения с московским оледенением Русской равнины.

7. Уточнение количества и возраста горных оледенений в Карпатах, их увязка с террасами. Изучение межледниковых отложений в горах.

## МАГМАТИЗМ И ЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА

В геологической истории развития Карпат немаловажную роль играли процессы магматизма, выразившиеся в различные периоды внедрением интрузий, вулканической деятельностью, а также проявлениями поствулканических и гидротермальных процессов. Характерны для области и явления метаморфизма, в результате которых многие осадочные и изверженные породы оказались измененными до неузнаваемости.

Наиболее полно изучен молодой, альпийский вулканизм, древний же домезозойский, проявившийся на очень незначительной площади, изучен слабо и многое еще является дискуссионным. В последние годы благодаря исследованиям Н. П. Семененко удалось установить абсолютный возраст древнего домезозойского метаморфизма кристаллических сланцев в пределах 570—630—700 млн. лет (рифей).

### МАГМАТИЗМ

#### ДОМЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Домезозойский магматизм имеет, как теперь установлено, непосредственную связь с широко проявившейся в Карпатах эпохой раховской (байкальской) складчатости, закончившейся в верхнем рифее — нижнем кембрии. Поскольку древние, домезозойские породы на большей площади описываемой территории погружены на глубину и обнажаются на поверхности лишь в пределах Раховского и Чивчинского кристаллических массивов, занимающих очень незначительную площадь, следовательно и выходы на дневную поверхность магматических пород домезозойского возраста очерчиваются границами указанных массивов.

Характерным для данного этапа магматизма является внедрение интрузий кислого и в меньшей степени — основного состава в толщи древних пород, слагающих массивы.

Основные породы представлены амфиболитами, кислые — катаклазированными гранитами и двуслюдяными ортогнейсами.

Амфиболиты на Раховском кристаллическом массиве образуют небольшие секущие дайкообразные и штокообразные тела, границы которых с вмещающими породами обычно неровные, извилистые. Они встречены в ручьях Яворниковом, Тукало, Бредецель, Довгорунь, Лещинка, Малый Берлебаш, в верховье Белого Потока. В Чивчинских горах амфиболиты отмечены на Полонине Прилуки и в верхнем течении потока Альбин. В потоке Яворниковом на контакте амфиболитов с катаклазированными гранитами в последних отмечены мелкие ксенолиты амфиболитов. Это доказывает, во-первых, то, что амфиболиты представляют собой более древние породы, чем граниты, а во-вторых, подтверждает интрузивный характер этих гранитов.

Наиболее крупные выходы амфиболитов известны в верховье ручья Малый Берлебаш, где они расположены среди сланцев верхнеделовецкой подсветы. Эти амфиболиты впервые были описаны

Л. Н. Кудриним и В. А. Калюжным как метагаббро. Дальнейшее изучение амфиболитов, прорывающих комплекс парапород, показало, что они происходят от пород типа габбро, габбро-диабазов, диабазов.

Макроскопически амфиболиты и амфиболовые сланцы обычно представляют собой мелко- и среднезернистые, реже — крупнозернистые темно-зеленые, почти черные породы, в которых видны роговая обманка и полевые шпаты, либо одна лишь роговая обманка.

Амфиболиты большей частью сланцеватые и обнаруживают гранонематобластовые, пойкилобластовые, крупнозернистые, кое-где отчетливо бластогаббровые структуры. Состоят амфиболиты из зеленой роговой обманки, кислых плагиоклазов и таких акцессорных минералов, как циркон, апатит, рудные и редко титанит. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, эпидотом, цоизитом, кальцитом и соссюритом — продуктом разложения плагиоклазов.

В периферических частях пластового тела амфиболитов в верхнем течении ручья Малый Берлебаш отмечается обогащенность породы плагиоклазом, сильно соссюритизированным, местами же превращенным в чистый альбит. Количество кислых плагиоклазов нередко настолько возрастает, что они преобладают над роговой обманкой, и в таких случаях порода приобретает характер амфиболо-плагиоклазовых гнейсов. В других случаях плагиоклазы почти полностью исчезают, порода состоит из роговой обманки и подчиненного количества кварца и таким образом должна быть определена как кварц-амфиболовый сланец.

Весьма характерным является то, что среди акцессорных минералов имеется много кристалликов циркона, тогда как титанит либо отсутствует, либо же присутствует в весьма небольшом количестве. Кое-где, как, например, в потоке Лещинка, процессы эпидотизации амфиболитов привели к последовательному их преобразованию в эпидотовые амфиболиты и в почти чистые эпидозиты.

В амфиболитах Чивчин (Полонина Прилуки, поток Альбин и др.) постоянно отмечается кварц в количестве до 10% всего состава породы, а среди акцессорных — гранат и рутил, не обнаруженные в амфиболитах Раховского массива.

Характеристика амфиболитов приведена в табл. 10.

Приведенные в табл. 10 данные подтверждают большое петрохимическое сходство анализированных амфиболитов с основными породами типа габбро-диабазов и диабазов, что согласуется также с данными об условиях их залегания и минералого-петрографическими особенностями.

Катаклазированные граниты образуют немногочисленные штокообразные небольшие тела, наблюдаемые среди различных пород домезозойского комплекса. Среди пород белопотокской свиты наиболее крупные тела расположены в среднем течении потока Яворниковый, где катаклазированные граниты хорошо обнажены на протяжении более 350 м, а также в урочище Обниж. В северной части бассейна потока Бредецель в поле развития пород белопотокской свиты встречены очень мелкие выходы аналогичных гранитов куполообразной формы, размеры которых чаще всего не превышают первых десяти метров. Границы таких выходов местами извилистые и нерезкие. Во вмещающие породы от них отходят тонкие и неровные прожилки гранитоидного состава. Вблизи гранитов среди парапород можно видеть относительно крупные линзы пегматоидного материала, достигающие 1 м в длину. Несколько далее наблюдаются небольшие линзы, состоящие из мелкозернистого кварц-полевошпатового агрегата и кварца. При удалении от гранитов количество этих линз уменьшается.

Таблица 10

## Химический состав амфиболитов

Окислы	Малый Берлебаш			Полонина Прилуки		Поток Альбин
	№ образца					
	30	31	32	33	34	35
SiO <sub>2</sub>	47,46	47,96	53,68	41,48	49,90	49,03
TiO <sub>2</sub>	2,32	2,34	0,32	1,56	1,36	1,83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,06	22,00	18,70	16,61	15,34	17,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,64	4,27	2,82	1,89	2,64	4,91
FeO	1,93	5,14	7,89	7,91	8,50	6,77
MnO	0,31	0,19	0,15	0,21	0,47	—
MgO	7,61	3,13	5,69	5,81	6,57	4,85
CaO	8,24	6,43	6,09	8,12	10,50	7,60
Na <sub>2</sub> O	3,06	4,45	1,18	2,73	1,72	2,76
K <sub>2</sub> O	1,28	1,71	0,56	0,94	0,70	1,72
П.п.п.	3,22	2,43	2,62	1,89	1,86	2,07
H <sub>2</sub> O <sub>105°</sub>	0,26	0,32	0,16	0,26	0,34	0,15
SO <sub>3</sub>	—	—	Следы	—	—	—
BaO	0,19	0,09	—	0,39	0,27	0,43
CO <sub>2</sub>	—	—	—	0,28	0,37	0,19
Сумма	99,58	100,46	99,88	100,03	100,60	99,73

Анализы образцов № 30, 31 и 32 произведены в лаборатории минеральной химии Института геологии полезных ископаемых АН УССР, а остальные взяты из работы Ю. Токарского (1934).

Границы интрузивных тел, как правило, нерезкие. В узких контактовых зонах местами породы субстрата и гранитный материал находятся без отчетливых ограничений. Вблизи контактов в гранитах кое-где наблюдаются небольшие линзовидные ксенолиты вмещающих пород. Тела гранитов довольно однородны. Светлые, сравнительно крупнозернистые, слабо слюдястые породы различаются в основном только характером катаклаза: они то равномерно катаклазированные, то очковые (порфиорокластические) или полосчато-катаклазированные.

Условия залегания, многочисленные реликты гранитной структуры несомненно свидетельствуют о первичноизверженном происхождении катаклазированных гранитов. Под микроскопом эти граниты характеризуются хорошо выраженной брекчиевидной текстурой, где участки с ненарушенной структурой как бы сцементированы тонкоперетертым материалом.

Участки породы с нарушенной структурой имеют крупнозернистое строение и состоят из полевых шпатов, кварца и слюд. Породы тонкозернистого строения сложены тонкодробленным кварцем, зернами полевых шпатов и чешуйками серицита. Полевые шпаты представлены калишпатами и кислыми плагиоклазами, причем первые преобладают. Аксессуарные минералы здесь представлены преимущественно апатитом, цирконом и непрозрачными железорудными. В породе отмечаются обильные выделения вторичного кальцита, который в виде тонких жилок рассекает породу в разных направлениях.

Характеристику катаклазированных гранитов см. в табл. 11.

Из табл. 11 видно, что катаклазированные граниты пересыщены кремнеземом и богаты щелочами; среди них постоянно преобладает K<sub>2</sub>O, что находит отображение в минералогическом составе катаклазированных гранитов, существенной частью которых является калишпат. Катаклазированные граниты обнаруживают большое сходство с щелоч-

Таблица 11

## Химический состав катаклазированных гранитов

Окислы	Яворниковый поток			Урочище „Обниж“
	№ образца			
	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	76,92	76,06	73,72	73,78
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,11	0,14	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,98	12,35	13,72	14,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,81	0,79	1,68	1,37
FeO	0,17	1,0	0,56	1,10
MnO	0,02	0,04	0,03	0,04
MgO	0,07	0,12	0,42	0,29
CaO	0,12	0,14	0,18	0,32
Na <sub>2</sub> O	3,25	3,19	2,84	2,47
K <sub>2</sub> O	5,01	5,19	6,06	4,93
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,37	0,55	0,64	0,81
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,17	0,17	0,20	0,19
BaO	0,08	0,06	0,21	0,09
С у м м а	100,06	100,36	100,40	99,62

ными гранитами, и это несомненно имеет большое значение для выявления специфических особенностей дифференциации магматических расплавов.

Ортогнейсы на Раховском кристаллическом массиве развиты по северо-восточному краю массива — на горах Камень-Клевка, Менчул, на водоразделе Шопурки и Косовской, в долине потока Тарнычина. В Чивчинах небольшие выходы ортогнейсов разбросаны по всей территории, сложенной метаморфическими сланцами. Они образуют тела штокообразной формы, вытянутые в субширотном направлении и круто пересекающие различные стратиграфические горизонты. Выявленные условия залегания и петрохимические особенности этих пород позволили Л. Г. Ткачуку и А. Л. Кривину отнести их к ортогнейсам.

Все эти гнейсы несут следы динамических воздействий, выражающихся в наличии катаклазированных полос, плейчатости, сгффрированности слюдяных прослоев и в широком развитии очковых текстур. Наиболее обычными структурами гнейсов являются гранобластовая, лепидогранобластовая, порфиробластовая и кластопорфиоровая.

Главные породообразующие минералы представлены полевыми шпатами, кварцем и слюдами — биотитом и мусковитом.

Акцессорные минералы довольно разнообразны и состоят из апатита, циркона, граната, рутила, турмалина, титанита; рудные — магнетит, титаномагнетит, сульфиды. Акцессорные минералы содержатся, как правило, в небольшом количестве, редко превышающем 1,0% всего состава породы. Вторичные минералы состоят из хлорита, серицита, эпидота, соссюрита, лейкоксена.

Полевые шпаты представлены кислыми плагиоклазами и калишпатами в таких различных соотношениях между собой, что можно различать плагиоклазовые и калишпатовые гнейсы. Кислые плагиоклазы сильно серицитизированы и соссюритизированы, состав их изменяется в широком диапазоне от почти чистого альбита до олигоклаза и, реже, кислого андезина, причем последние обнаруживают

нормальное зональное строение. Калишпаты по своим оптическим свойствам принадлежат микроклину, в котором решетчатое строение наблюдается лишь отдельными участками. В плагиоклазах на стыке их с микроклином часто развивается мирмекит, а в микроклине — пертиты замещения.

Порфиروبласты представлены полевыми шпатами и кварцем.

Соотношения между биотитом и мусковитом варьируют в широких пределах, что позволяет выделить среди этих гнейсов биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные разновидности. В тех случаях, когда биотит замещен хлоритом, можно различать хлоритовые разности гнейсов.

Характеристика ортогнейсов приведена в табл. 12.

Химический состав ортогнейсов

Таблица 12

Окислы	№ образца										
	33	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46
SiO <sub>2</sub>	63,30	67,52	56,17	64,76	60,81	74,57	77,92	75,95	76,67	68,74	71,33
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,20	0,09	0,22	0,37	0,20	Следы	0,16	Следы	0,25	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,29	14,06	15,83	16,69	18,69	11,95	11,50	11,84	12,70	14,86	15,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,20	1,94	6,24	5,73	3,25	1,21	0,60	1,83	0,72	2,44	1,43
FeO	3,04	4,05	0,84	0,31	2,46	3,10	1,21	1,44	0,73	2,80	1,63
MnO	0,12	0,18	0,14	0,14	—	0,08	0,23	0,03	Следы	0,13	0,29
MgO	1,70	1,74	1,40	1,96	3,16	1,40	1,00	0,78	0,40	0,08	1,30
CaO	1,95	3,00	2,21	2,56	0,56	0,72	0,70	0,37	0,66	0,61	0,60
Na <sub>2</sub> O	2,96	2,97	1,66	2,64	4,39	2,01	4,40	4,99	5,06	5,39	0,79
K <sub>2</sub> O	1,21	1,74	4,04	3,70	3,58	2,05	0,98	1,23	1,38	0,89	3,39
П.п.п.	1,51	1,85	2,26	1,54	1,57	1,90	0,97	1,01	0,94	1,60	2,77
H <sub>2</sub> O <sub>105°</sub>	0,14	—	0,37	0,17	0,24	0,22	0,29	0,12	0,25	0,10	0,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Следы	0,19	—	—	—	—	0,16	Следы	0,31	0,17	0,18
SO <sub>3</sub>	0,70	0,42	—	0,10	0,13	—	—	—	—	—	—
BaO	—	—	0,01	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	0,23	0,56	0,07	—	0,33	0,15
Сумма	100,30	99,86	100,36	100,41	99,93	99,80	100,54	101,13	100,77	100,29	100,62

36—37 — биотитовый плагиоклазовый гнейс, долина р. Тисы у ст. Берлебаш; 38 — микроклиновый гнейс, руч. Гутский; 39 — биотитовый гнейс, руч. Тарнычин; 40 — биотитовый плагиоклазовый гнейс, гора Менчул; 41 — альбитовый гнейс, руч. Альбин (Чивчин); 42 — альбитовый гнейс, руч. Лостун; 43—44 — альбитовый гнейс, руч. Чимурный; 45 — альбитовый гнейс, р. Черный Черемош; 46 — гнейс ортоклазовый, р. Черный Черемош.

Химические анализы образцов № 36, 37, 38, 39 и 40 произведены в лаборатории минеральной химии Института геологии полезных ископаемых АН УССР, а остальные анализы взяты из работы Ю. Токарского (1934).

Из табл. 12 видно, что описанные гнейсы Раховского массива и Чивчин по своему петрохимическому составу близки к среднему составу гранитов или кварцевых порфиров. Петрохимические, а также текстурно-структурные особенности и условия залегания этих гнейсов дают достаточные основания, чтобы выделить их в группу ортогнейсов.

Среди древнейших метаморфических пород Украинских Карпат до последнего времени не были установлены эффузивные образования. В результате сравнения химического состава горных пород Раховского и Чивчинского массивов Л. Г. Ткачук (1949) пришел к выводу о возможности образования части хлоритовых сланцев Чивчин (в отличие от сходных пород на Раховском массиве) за счет эффузивных пород.

На основании материалов, опубликованных в работе С. Г. Рудакова (1964), можно уверенно говорить о наличии вулканогенных обра-

зований в метаморфическом комплексе Чивчин. Указанные образования были установлены С. Г. Рудаковым в составе баласинувской свиты, широко развитой в Чивчинах. Они представлены порфиroidной пачкой мощностью до 120 м и залегающей на ней пачкой туффонидов мощностью около 170 м. В строении первой пачки преобладают кварцевые и кварц-полевошпатовые порфиroidы, являющиеся продуктом метаморфизма кислых эффузивных пород.

В результате химических анализов было установлено, что первичные лавовые продукты имеют состав кварцевых порфиров или кварцевых порфиритов. Исходя из своих наблюдений, С. Г. Рудаков предполагает наличие в районе горы Малый Лостун подводющего канала, по которому на поверхность изливались кислые лавы.

Туффонидная пачка, залегающая на порфиroidной, состоит из мощных (до нескольких десятков метров) прослоев туффонидов — продуктов метаморфизма туфов кислых эффузивов или смешанных пород типа туффитов. Породы в подавляющем большинстве случаев имеют кристаллокластическое строение. На фоне основной массы выделяются обломки более крупных (3—5 мм) призматических кристаллов плагиоклазов.

Отложения баласинувской свиты занимают среднее положение в стратиграфическом разрезе. Они подстилаются самой древней из толщ, вскрытых на Чивчинах (серицит-хлоритовыми и хлорит-кварцевыми сланцами), и перекрываются верхней кварцит-сланцевой домезозойской толщей. Возраст этих отложений пока не установлен.

На Раховском кристаллическом массиве жильные образования имеют широкое развитие. Они секут все метаморфические породы массива. Среди них выделяются следующие типы жил\*: а) кварц-альбитовые, б) кварцевые, в) кварц-баритовые, г) кварц-анкеритовые, д) кварц-кальцитовые.

*Кварц-альбитовые жильные образования* распространены очень широко, обычно в виде линзовидных тел мощностью от 10 до 50 см и изредка до нескольких метров (урочище «Обниж», верховье руч. Белый Поток). По простираанию, преимущественно широтному, совпадающему, как правило, с простираем (и падением) вмещающих пород, они прослеживаются на расстояние от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Иногда они выполняют трещины, секущие вмещающие породы (ручьи Лихая Трава, Разветвленный и др.).

Состав кварц-альбитовых образований — кварц и альбит. В виде примесей присутствуют турмалин и апатит, реже рутил. Из рудных в виде мелкой и редкой вкрапленности присутствуют гематит, магнетит и, возможно, ильменит.

Кварц образует удлиненные с извилистыми ограничениями зерна размером от 0,1 до 2,0—3,0 мм по длинной оси. Зерна ориентированы в направлении сланцеватости вмещающих пород.

Альбит представлен призматическими зернами такого же размера, как и зерна кварца, в значительной степени деформированными — изогнутыми или разбитыми трещинками на отдельные части, местами же сильно раздробленными до тонкоагрегатного состояния.

*Кварцевые жильные образования* связаны с кварц-альбитовыми жилами постепенными переходами. В урочище Обниж можно наблюдать, как довольно мощная субширотная кварц-альбитовая жила (мощностью около 4 м) с постепенно изменяющимся составом переходит в центральной части в чисто кварцевую жилу. В потоке Явор-

\* Описание дано по материалам Л. Г. Ткачука и С. М. Спитковской.

никовом, вблизи выходов катаклазированных гранитов, отмечаются жильные образования, состоящие из темно-серого, почти черного кварца. В слюдяных сланцах жилы кварца ориентированы по сланцеватости пород. Они выклиниваются по простиранию, образуя отдельные маломощные линзы с брекчиевидной текстурой. Типичной структурой кварца здесь является катакластическая. В виде включений в кварце содержатся мелкие чешуйки серицита.

К числу кварцевых жильных образований Л. К. Курячий относит и мощные кварцевые жилы, обнажающиеся на юго-западном склоне горы Темпа среди филлитов кузинской свиты (палеозой? — нижний триас?), которые предыдущими исследователями (Л. А. Кривиним, Л. Г. Ткачуком и др.) объединялись в горизонт «кварцитов типа горы Темпа» и включались в состав кузинской свиты. Представлены они белым и серым, местами ожелезненным кварцем, обычно сильно дробленным. В виде включений в незначительном количестве присутствуют хлорит и серицит.

*Кварц-баритовые жильные образования* ограничены в своем распространении. Как правило, они приурочены к зонам дробления, где выполняющие вертикальные или крутопадающие трещины широтного или северо-западного простирания. Среди кварц-баритовых жильных образований выделяются две текстурные разновидности: брекчиевидные или полосчатые и массивные, равномернозернистые породы.

Кварцево-баритовые жильные породы с брекчиевой (или полосчатой) текстурой состоят из участков или полос разной зернистости, но обычно мелкозернистых (размер зерен 0,1—0,2 мм) и тонкозернистых (размер зерен 0,02—0,04 мм). Участки тонкозернистого строения состоят в большинстве из серицито-кварцевого агрегата с мелкозернистой вкрапленностью пирита и других сульфидов. Мелкозернистые участки представлены зернами кварца неправильной формы, в которых содержатся чешуйки серицита, пирита и зерна барита.

Равномернозернистые массивные кварц-баритовые породы являются средне- или крупнозернистыми и состоят из кварца, барита и различного количества сульфидов, иногда с небольшой примесью карбонатов (анкерита и доломита).

*Кварц-анкеритовые жильные образования* широко развиты на Раховском массиве, но значительных скоплений не образуют. Они, как правило, приурочены к зонам дробления и крутопадающим субширотным трещинам. Наиболее типичные их проявления отмечены в районах Обниж, Сауляк и Лихая Трава. В обнажениях руч. Обниж кварц-карбонатные образования сопровождаются глубоким карбонатным метасоматозом вмещающих пород. Жильные тела состоят в основном из анкерита с примесью кварца и сульфидов.

*Кварц-кальцитовые жильные образования* не образуют больших скоплений. Они представлены тоненькими жилками или прожилками, мощность которых редко превышает 15—20 см. Эти жилки секут все ранее охарактеризованные жильные образования и вмещающие их метаморфические породы. Последние на контакте с жилками несколько серицитизированы. Кварц преобладает над кальцитом; кальцит образует агрегатные скопления, а иногда и самостоятельные прожилки. В районе Кобылецкой Поляны встречены мономинеральные карбонатные жильные образования, состоящие из сидерита. Эти образования характеризуются наличием угловатых обломков, крупных зерен и их скоплений, сцементированных сидеритом более поздней генерации. Вся порода пронизана тонкими прожилками барита.

Взаимоотношения описанных жильных образований сложны, образование их происходило периодически и в определенной последова-

тельности. Очевидно, наиболее ранними являются кварц-альбитовые и генетически тесно связанные кварцевые жильные породы. Более поздними являются кварц-баритовые и кварц-анкеритовые жилы. Самые молодые жильные породы обычно кварц-кальцитовые и чисто кальцитовые, так как их прожилки секут все другие жильные образования.

### МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Мезозойская эра в истории Карпат характеризует начало совершенно нового периода. Герцинская складчатость, закончившаяся в верхнем палеозое, сменилась в мезозое геосинклинальным режимом, продолжавшимся в основном до следующей — альпийской эпохи горообразования. Мезозойский магматизм проявился в пределах Карпат сравнительно широко и отличается следующими особенностями: а) преобладанием эффузивной деятельности над интрузивной, особенно в первые, начальные этапы; б) ярко выраженным основным характером состава магмы; в) преобладающим развитием извержений офиолитовой формации, проявившейся не только в Карпато-Балканском регионе, но и за его пределами.

Областями развития магматических пород мезозоя являются: а) районы распространения древних формаций — Раховский массив, Чивчинские горы и Утесовая зона, б) район распространения мелового флиша в восточной части Черногорской зоны.

Среди магматических пород мезозоя установлены:

1) основные изверженные породы (диабазы, диабазовые порфиры, габбро-диабазы, габбро-диориты, туфы диабазов;

2) ультраосновные породы (серпентиниты).

**Основные изверженные породы.** К этому комплексу относятся как несомненно эффузивные породы, местами сопровождаемые туфами, так и типичные гипабиссальные интрузии, жилы и, вероятно, пластовые залежи. Интрузивный характер последних в ряде случаев устанавливается не только по структуре, но и непосредственно по условиям залегания.

Диабазы Чивчинских гор были описаны Ю. Токарским (1934) под общим названием тешенитов. Петрографическое изучение показывает, что это типичные альбитизированные диабазы и диабазовые порфиры, причем, по-видимому, присутствуют как эффузивные разности, так и гипабиссальные интрузии. Плагиоклаз везде полностью альбитизирован. Пироксен сохранился только в отдельных участках и его можно отнести к пиджониту. Большею частью пироксен полностью замещен хлоритом и уралитом (?), в значительном количестве в породах присутствует эпидот, богатый железом. Рудный минерал замещен лейкоксеном. Ю. Токарским особо описывается порода, которая собственно и именуется тешенитом, содержащая в значительном количестве бурую роговую обманку, для которой приводятся следующие константы:  $Ng = 1,700$ ;  $Nm = 1,682$ ;  $Np = 1,668$ ;  $2V = -80^\circ$ ;  $Ng - Np = 0,032$ . Эта роговая обманка названа им баркевикитом, но, как показывают оптические данные и приведенные в табл. 13 результаты химического анализа, мы здесь имеем обычную бурую роговую обманку, а отнюдь не баркевикит, т. е. разнородность бурой роговой обманки с повышенным содержанием щелочей.

Ни анализима в основной массе породы, ни других признаков щелочности, характерных для тешенитов (титан-авгит с оторочками эгириин—авгита), не отмечено, и название тешенит здесь применено без серьезных оснований, только в связи с присутствием бурой роговой обманки, чего, конечно, совершенно недостаточно. Таким образом

в Чивчинах на самом деле не встречено щелочных мезозойских пород, а имеются лишь альбитизированные диабазы, столь же характерные и для Закарпатья, что подтверждается и приведенными ниже результатами химического анализа породы (см. табл. 13).

На Раховском массиве альбитизированные диабазы и диабазовые порфиры также весьма обычны. Они выступают по ручью Каменному Потоку, где образуют мелкие межпластовые тела в известняках титона. Породы нижнемелового возраста (диабазы, диабазовые порфиры, габбро-диориты) известны в верховьях ручья Квасного, на водоразделе ручьев Квасной и Вел. Берлебаш. Верхнемеловые диабазы описаны в районе Кобылецкой Поляны (р. Мал. Шопурка). Как показывают исследования Л. Г. Ткачука (1949), О. С. Вялова (1949), С. С. Никитиной (1950), в породах Раховского массива также присутствуют как более раскристаллизованные жильные разности, так и типичные эффузивы, сопровождаемые туфами. Плаггиоклаз почти всегда полностью альбитизирован (Л. Г. Ткачук указывает, правда, и на присутствие лабрадора № 54—56), в то время как пироксен часто сохраняется. В породах в значительном количестве развиты вторичные минералы — хлорит, кальцит, эпидот, пренит, иногда кварца и лотрит. Лотрит встречается сравнительно часто, замещая плаггиоклаз и стекло основной массы, а также вместе с другими вторичными минералами — в миндалинах и жилках. Минерал прекрасно диагностируется по своей зеленой или голубовато-зеленой, иногда очень яркой, реже желто-зеленой окраске и плеохроизму, высокому показателю преломления, низкому двупреломлению и необычайно резко выраженной дисперсии погасания. По степени раскристаллизации здесь встречаются несколько разностей: изотропные гелеобразные массы с характерными трещинками, микрокристаллические разности и, наконец, радиальнолучистые агрегаты с величиной кристаллов 0,2—0,3 мм.

Лотрит впервые был описан в 1900 г. известным румынским минералогом Г. Мургочи из Южных Карпат, а значительно позже, в 1925 г., в Северной Америке сходный с лотритом минерал был описан как пумпеллит.

Приведенные в табл. 13 характеристики пород Чивчин и Раховского массива показывают, что их состав полностью отвечает типичным альбитизированным диабазам.

Л. К. Курячим в 1963 г. установлена мезозойская интрузия габбро-диоритов в верхнем течении ручья Квасного, на северо-восточной окраине Раховского массива. Выход габбро-диорита на дневную поверхность представляет собой овальное тело, длинной осью вытянутое с северо-запада на юго-восток примерно на 2 км и шириной в поперечнике до 700—800 м. Интрузивные породы прорывают эффузивно-карбонатные породы, относящиеся по возрасту к титонскому ярусу, а возможно, и к низам валанжинского яруса. Контакт габбро-диоритов с порфирами и туфами эффузивно-карбонатных пород наблюдается в русле ручья Квасного. Контакт этот резкий, с небольшой по мощности (до 0,3 м) зоной мелкокристаллических рассланцованных габбро-диоритов.

Макроскопически эта интрузивная порода имеет темно-зеленый цвет и среднезернистую мелкокристаллическую структуру. Под микроскопом (определения К. А. Дейчаковской) структура породы — призматически-зернистая, местами близкая к диабазово-офитовой. Состав: плаггиоклаз до 70%, пироксен 10%, амфибол 5%; из вторичных присутствуют хлорит, серицит, эпидот и кварц; рудных минералов до 5%. Плаггиоклазы — крупные призматические зерна с нечетким зональным строением, интенсивно серицитизированные. По результатам замеров

Таблица 13

## Химический состав основных изверженных пород

Компоненты	№ образца						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	47,21	41,57	51,10	45,90	49,44	47,30	43,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,68	16,21	12,39	14,70	15,33	14,03	10,52
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,84	6,57	3,76	2,78	2,15	9,43	5,58
FeO	7,15	8,68	7,62	8,37	4,92	7,04	11,11
MnO	0,14	0,36	0,25	0,15	0,09	0,89	0,16
MgO	4,59	9,35	9,06	7,88	4,84	4,00	10,45
CaO	7,59	2,17	6,14	8,17	8,44	9,80	11,20
Na <sub>2</sub> O	4,32	2,75	4,10	3,35	5,30	1,69	1,80
K <sub>2</sub> O	0,97	0,58	0,28	1,31	0,71	0,95	0,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,57	0,24	0,61	1,26	—	—
TiO <sub>2</sub>	2,74	2,86	1,36	2,30	1,96	0,45	2,08
CO <sub>2</sub>	0,14	0,35	0,35	1,26	2,53	0,54	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,63	6,47	3,35	2,80	1,84	44,08	1,69
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,69	1,50	0,75	0,47	0,17	—	0,84
FeS <sub>2</sub>	—	—	—	0,21	0,72	—	—
Сумма	100,14	99,97	100,75	100,26	99,70	100,20	100,27

1 — альбитовый базальт», Чивчины, по Ю. Токарскому; 2 — «альбитовый базальт», Чивчины, по Ю. Токарскому; 3 — «альбитовый диабаз», Чивчины, по Ю. Токарскому; 4 — «баркевикитовый диабаз», Чивчины, по Ю. Токарскому; 5 — «баркевикитовый диабаз», Чивчины, по Ю. Токарскому; 6 — альбитизированный диабаз с горы Поп Иван (Закарпатская область), анализ С. С. Никитиной; 7 — бурая роговая обманка, «баркевикит» из диабаза, Чивчины, по Ю. Токарскому.

на столике Федорова состав плагиоклаза в среднем отвечает андезину (№ 36—38). Пироксены представлены, по-видимому, диопсидом, развиты в виде зерен неправильной формы. Часто пироксен обрастает светло-зеленоватым амфиболом.

В Утесовой зоне мезозойские основные интрузивные породы сложены габбро-диабазами и диабазами, наиболее широко развитыми в бассейне р. Большая Уголька.

Сводное микроскопическое описание диабазов и габбро-диабазов Большой Угольки приведено в работе В. А. Калужного (1950). По данным его исследований структура пород изменяется от полнокристаллической среднернистой, вероятно офитовой или пойкилоофитовой (измененной вторичными процессами), до порфировой и тонкозернистой, очевидно первично стекловатой. Здесь имеются и интрузивные разновидности, которые можно называть габбро-диабазами, и эффузивные диабазы до типичных спилитов. Все породы чрезвычайно сильно изменены, причем по степени изменения можно выделить две разновидности: диабазы с сохранившимся пироксеном и диабазы, в которых пироксен нацело замещен вторичными минералами, главным образом хлоритом. Плагиоклаз же всегда полностью альбитизирован и переполнен другими вторичными минералами, из которых, помимо хлорита и альбита, в большом количестве встречается кальцит, часто серицит, иногда пренит и во многих случаях лотрит (пумпеллиит).

Для лотрита сделан один из первых в СССР химический анализ, результаты которого приведены в табл. 14.

Магматические породы мезозойского возраста в пределах Утесовой зоны известны и в бассейне р. Лужанки, в районе горы Большой Каменец, где они вместе с мраморовидными известняками вскрыты большим карьером.

Таблица 14

## Химический состав лотрита

Компоненты	№ образца		
	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	49,26	44,26	38,51
TiO <sub>2</sub>	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,91	25,32	21,78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,14	Следы	0,93
FeO	6,77	—	4,59
MnO	0,45	—	0,42
MgO	4,80	—	3,45
CaO	8,54	26,24	24,39
Na <sub>2</sub> O	2,68	—	—
K <sub>2</sub> O	0,94	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,51	4,62	5,09
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,70	0,20	0,84
Сумма	99,70	100,64	100,00

1 — габбро-диабаз (р. Большая Уголька); 2 — пренит из жилки в диабазе; 3 — лотрит из жилки в диабазе. Аналитик В. А. Калужный (Львовский университет).

Детальным изучением этих образований занимались В. И. Лебединский и В. Г. Бондаренко (1963, 1964 гг.). По их мнению, указанные породы являются спилитами, по условиям залегания относящимися к эффузивным образованиям\*. Они согласно перекрываются и подстилаются валанжинскими известняками. Истинная мощность спилитов примерно 15—20 м.

В центральной части покрова спилиты представляют собой темно-серую, массивную миндалекаменную породу со сравнительно редкими и очень крупными (до 5×10 см) миндалинами и рядом мелких миндалин, образующих характерные цепочки, вытянутые параллельно контактам. Вблизи контактов порода приобретает зеленоватый оттенок и грубопластовую отдельность. Обращает внимание слабая измененность подстилающих известняков и отсутствие метаморфизирующего влияния спилитов на перекрывающие брекчированные известняки.

В 3—4 м от подошвы в спилите наблюдаются включения известняков, захваченных лавовым потоком, указывающих (по Р. Шроку) на типичный признак подошвы лавы.

Под микроскопом четко видна микропорфировая структура, а основной массы — апоинтерсертальная, микролитовая в зонах закалывания, пилотакситовая в центральной части тела, по своему облику типичная для спилита. В миндалинах преобладает кальцит, в некоторых случаях их центральные части выполнены хлоритом.

Характеристика спилитов Большого Каменца, выполненная О. С. Шабер в Институте минеральных ресурсов АН УССР, приведена в табл. 15.

Залегание спилитов среди валанжинских известняков указывает на их нижнемеловой возраст.

Севернее с. Кричева, на левом берегу Теремли Е. А. Лазаренко было отмечено несколько выходов спилитов в мергелях пуховской свиты (верхний мел). Наибольший выход представляет собой пластовую жилу мощностью 10—15 м. Она прослежена на 150 м. Второе тело — линзообразное вертикальное, секущее пуховские мергели. Раз-

\* С. С. Круглов (1961а) считает их интрузивной залежью.

Таблица 15

## Химический состав спилитов

Окислы	№ образца		
	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	41,05	42,80	42,93
TiO <sub>2</sub>	2,07	2,13	2,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,43	15,21	14,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,99	7,91	6,87
FeO	4,30	3,66	2,08
MnO	0,27	0,30	0,25
MgO	4,89	3,24	1,39
CaO	7,15	7,90	10,60
Na <sub>2</sub> O	2,17	2,17	2,31
K <sub>2</sub> O	3,75	5,80	5,98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,86	0,78	0,80
CO <sub>2</sub>	3,48	5,50	7,40
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3,71	1,28	1,08
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	1,72	0,86	1,48
Сумма	99,84	99,54	99,84

1 — из подошвы лавового покрова; 2 — в 4 м от подошвы; 3 — из кровли лавового покрова.

меры этого тела в горизонтальном сечении 15×50 м. Здесь же имеется дайка спилита мощностью 30—40 см, падающая под углом 70° на юго-восток. Эти спилиты тоже являются субвулканическими образованиями.

Значительно слабее изучено проявление мезозойского вулканизма в Черногорской зоне — на юго-западном склоне Украинских Карпат, в области развития флишевых пород ниже- и верхнемелового возраста (восточная часть Закарпатской области). Магматические породы известны здесь на горе Петрос Говерлинский, где представлены массивными и миндалекаменными диабазами. Крупный массив эффузивных пород известен также на правобережье р. Черная Тиса, в районе ручья Тростянец (севернее с. Квасы), где он приурочен к контакту буркутской (апт—сеноман) и шипотской (нижний мел) свит. Массив эффузивных пород руч. Тростянец изучен наиболее хорошо. Породы офиолитовой формации этого района подробно охарактеризованы С. С. Кругловым (1961б). По его данным, вулканогенные породы Тростянца имеют мощность 250 м. В 150-метровом послыном разрезе он установил до 10 отдельных лавовых потоков, мощность которых колеблется от 4 до 32 м. В основании потоков залегают туфы диабазов, кверху переходящие в миндалекаменные или массивные диабазы. Выше идут диабазовые лавобрекчии, снова диабазы и в верхней части потока — второй горизонт диабазовых лавобрекчий, иногда агломератового типа, с ксенолитами розовых известняков юры (?).

По вещественному составу, структурным и текстурным особенностям среди вулканических пород Тростянца выделяются массивные афировые и миндалекаменные порфиroidные диабазы, андезитовые (?) порфириты, кристаллокластические и кристаллолитокластические туфы диабазов.

Массивные афировые диабазы представляют собой темно-зеленые, темно-серые и коричневатые скрытокристаллические породы. Они состоят из мелкозернистой плагиоклазовой микролитовой основной массы с включением редких вкрапленников, представленных плагиоклазом.

Миндалекаменные порфиroidные диабазы отличаются от афировых структур и текстурой, вещественный же состав их и структура основной массы аналогичны афировым диабазам. Количество и общий объем миндалинов, выполненных кальцитом, хлоритом, халцедоном и гидроокислами железа, настолько велики, что при выветривании породы приобретают пористую и даже шлаковую текстуру. Основная масса породы состоит из микролитов плагиоклаза с хлорито-железистым карбонатизированным мезостазисом. Кроме того, отмечаются эпидот и вторичный кварц, из аксессуарных — апатит, сфен; рудный минерал представлен магнетитом.

Андезитовые (?) порфириты — наиболее лейкократовая разновидность миндалекаменных порфиroidных диабазов. Распространены они очень широко. Вкрапленники плагиоклазов часто достигают размера 2 см и по объему иногда превышают 50% всей породы.

Кристаллокластические и кристаллолитокластические туфы диабазов имеют темно-зеленую, темно-серую иногда пятнистую окраску, псаммитовую и псефитовую структуру, чаще всего массивную текстуру. Основная масса туфов состоит из зерен плагиоклаза, которые не поддаются точному оптическому определению из-за вторичных изменений и присутствия моноклинного пироксена. Цемент представлен сильно ожелезненным хлоритовым материалом, в котором значительное место занимают выделения кальцита, зерна кварца и цеолиты.

В кристаллолитокластических туфах в основной массе присутствуют оплавленные обломки диабазов и близких к ним пород, которые являются вулканическими бомбами и лапиллями. Среди них выделяются афировые, порфиroidные, миндалекаменные и иные разновидности. Округлая форма обломков пород придает кристаллокластическим туфам конгломератовидный облик.

Химический состав диабазов отражает значительные вторичные изменения эффузивных пород Тростянца (табл. 16).

Таблица 16

## Химический состав диабазов

Окислы	№ образца		
	229/6а	229/6б	229/9
SiO <sub>2</sub>	56,80	62,04	44,12
TiO <sub>2</sub>	0,68	0,58	1,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,49	20,49	20,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,96	5,02	7,25
FeO	1,16	0,86	0,66
MnO	0,09	0,03	0,07
MgO	0,97	1,10	1,57
CaO	3,37	1,62	8,76
Na <sub>2</sub> O	6,24	2,86	3,16
K <sub>2</sub> O	3,31	2,95	3,02
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,59	0,90	1,83
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,38	1,00	4,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,17	Не опред.	0,37
CO <sub>2</sub>	1,64	Не опред.	3,45
SO <sub>3</sub>	0,14	Не опред.	0,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не опред.	—	Не опред.
NiO	То же	Следы	То же
Сумма	99,99	99,45	100,30

Анализы выполнены в лаборатории УкрНИГРИ и в Институте геологии полезных ископаемых АН УССР.

**Ультраосновные породы.** Ультраосновные интрузии, развитые в пределах Закарпатской области, были открыты в 1945 г. в бассейне р. Большой Угольки (В. С. Соболев, С. М. Белякова, 1947), а позже и на Раховском кристаллическом массиве.

В бассейне Большой Угольки ультраосновные породы представлены выявленными к настоящему времени 11 небольшими массивами и мелкими линзами серпентинитов\*, образующих три серпентинитовых поля. Кроме того, известно около 10 жильных тел, образованных в результате гидротермальной переработки ультраосновных пород. Сюда относятся листвениты и лиственитоподобные породы апосерпентинитового состава.

Наиболее широко распространены серпентиниты в бассейне руч. Каменского (правый приток Б. Угольки) и на горе Каменной, а также на правом склоне долины Малой Угольки. Небольшие жильные тела лиственитоподобных пород апосерпентинитового состава отмечаются в верховьях ручьев Известковистого и Извилистого — левых притоков р. Большой Угольки. Размеры выходов серпентинитов не превышают  $450 \times 100$  м. Все они представлены линзовидными межпластовыми залежами либо жилообразными телами.

Вмещающие породы на контакте с серпентинитами сильно перемяты и часто инъецированы тонкими прожилками серпентинита мощностью до 3—5 см.

Макроскопически серпентиниты представляют собой темно-зеленую до черной, иногда зеленовато-серую с синеватым оттенком породу, плотную, массивную, иногда брекчированную, часто прорезанную прожилками зеленоватого или светло-зеленого хризотил-асбеста. Под микроскопом порода состоит из серпентина и серпентино-хлорита, составляющих около 90% породы. Незначительное место занимают реликты амфиболов, шпинель, новообразования талька, карбонаты. Рудные минералы составляют около 2—3% и представлены хромитом и магнетитом. Структура породы blastoporfировая с петельчатой и микролепидобластовой структурой основной ткани.

Согласно анализу, произведенному Е. А. Свержинской, химический состав ультраосновных пород Большой Угольки следующий (в вес. %):  $\text{SiO}_2$  39,71;  $\text{TiO}_2$  0,18;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  2,89;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  3,59;  $\text{FeO}$  5,05;  $\text{MnO}$  0,11;  $\text{MgO}$  34,47;  $\text{CaO}$  2,07;  $\text{Na}_2\text{O}$  0,25;  $\text{H}_2\text{O}$  + 11,95. Сумма 100,27.

Анализ сделан по свежему обломку лерцолита (Соболев, Белякова, 1947), так до сих пор и не найденного в коренном залегании. Все известные в настоящее время коренные выходы ультраосновных пород р. Большой Угольки представлены серпентинитами.

Небольшая интрузия серпентинита описана также на территории Раховского массива (Ткачук и др., 1955, 1957) на р. Малой Шопурке. Они прорывают здесь сильно перемятые и дробленные песчано-глинистые породы соймкульской свиты (альб—сеноман), что определяет их нижнюю возрастную границу. Представлены они маломощной жилкой (30—40 см) серпентинита, состоящего из серпентина и кальцита с примесью редких зерен магнетита, ильменита и бурых гидроокислов железа.

Химический состав этого серпентинита, по данным лаборатории минеральной химии ИГПИ АН УССР (в вес. %):  $\text{SiO}_2$  35,02;  $\text{TiO}_2$  0,10;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  3,09;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  4,97;  $\text{FeO}$  0,20;  $\text{MnO}$  0,11;  $\text{NiO}$  0,17;  $\text{MgO}$  23,03;  $\text{CaO}$  13,35;  $\text{Na}_2\text{O}$  0,38;  $\text{K}_2\text{O}$  0,12;  $\text{H}_2\text{O}$  7,40;  $\text{H}_2\text{O}_{105}$  2,71;  $\text{CO}_2$  9,67. Сумма 100,32.

\* Описание пород приводится по материалам А. А. Волошина, петрографические определения сделаны К. А. Дейчаковской.

Подводя итог описанному выше, можно сказать, что магматические породы мезозоя относятся к единой «офиолитовой» формации, развитой лишь в виде отдельных пятен в областях распространения древних образований. Если даже возраст ультраосновных пород несколько более молодой по сравнению со спилитами, это не может противоречить отнесению их к одной магматической формации, так как образование подобных комплексов нередко происходит на протяжении значительного отрезка геологического времени. Разные по возрасту диабазы характеризуют длительный этап вулканизма, в котором можно различать верхнеюрскую, нижнемеловую и верхнемеловую фазы. За пределами Советского Союза как диабазы, так и ультраосновные породы описаны из Южных Карпат, а также из области распространения кристаллических сланцев. Их возраст здесь не уточнен, но считается несомненно мезозойским.

Весьма возможно, что образование данного комплекса происходило одновременно с образованием массивов ультраосновных пород Албании, Югославии и Греции, пояс которых продолжается в Малую Азию. Возраст всех этих пород обычно считается мезозойским, хотя для серпентинитов Малой Азии предполагается эоценовый.

### ПАЛЕОГЕНОВЫЙ МАГМАТИЗМ

Свидетельством проявления магматической деятельности в палеогене являются многочисленные выходы спилитов, встреченные в эоценовом флише Закарпатья, а также горизонты туфов и туффитов среди песчано-глинистых пород олигоцена северного склона Украинских Карпат. Подводный характер излияний исключает возможность отнесения указанных образований (спилитов) к более молодой, миоценовой фазе вулканизма, так как в складчатой области Карпат уже в конце олигоцена наступил континентальный режим. Пластовый тип некоторых залежей среди пород эоценового флиша также говорит в пользу палеогенового возраста спилитов.

Первые находки спилитов были сделаны в 1946 г. геологами В. И. Славным и Н. С. Филимоновой на правом берегу р. Рики в ручье Александровском. В 1950 г. Е. Ф. Малеевым и Н. С. Филимоновой с помощью горных работ был установлен пластообразный характер спилитовой залежи и ее примерные размеры. Выяснилось, что выходы подобных пород наблюдаются и северо-западнее, в соседнем ручье, а также и восточнее, на водоразделе Рики и Тербли, в с. Копашиново Поляна. Б. В. Мерлич и С. М. Спитковская (1957) обнаружили два мелких выхода спилитов на левобережье р. Тербли в бассейне ручья Монастырского. Позже спилиты были обнаружены севернее с. Кричево, а также в бассейне р. Лужанки.

Выявленные тела спилитов выступают или в виде пластообразных залежей, или в виде сохранившихся от размыва подводящих каналов, выполненных лавой.

Наиболее крупным массивом спилитов является выход на правом берегу Рики в ручье Александровском. Спилиты залегают здесь в виде пластообразной пологой залежи размером  $1000 \times 800$  м среди тонкоритмичного флиша эоценового возраста. Средняя мощность залежи равна 10 м, к центру она увеличивается. Размеры тела и структура породы позволяют отнести залежь к эффузивным образованиям.

В бассейне Тербли широко развиты мелкие штокообразные тела спилитов, прорывающих эоценовый флиш и являющихся, видимо, корнями спилитовых излияний, уничтоженных эрозией. В горизонтальном

срезах они имеют неправильные, слегка вытянутые контуры, их размеры 20—30 м. Контакты их с вмещающим флишем крутые, близкие к вертикальным, неровные, с выступами и заливами. На контакте заметны обжиг и перемятость вмещающих пород, а также такие новообразования, как кальцит и халцедон.

Спилиты в бассейне Лужанки ввиду плохой обнаженности не изучены.

Характерными признаками описанных спилитов, по Б. В. Мерличу и С. М. Спитковской (1957), являются миндалекаменная текстура и довольно постоянный состав (плаггиоклаз, хлорит, карбонат, кварц, рудные минералы — магнетит, гематит и стекловатый мезостазис). Плаггиоклаз представлен альбитом, частично замещается хлоритом и кальцитом. В массиве у с. Копашинова Поляна наблюдается сосюритизация плаггиоклаза. Хлорит развивается в виде мелкочешуйчатого агрегата и относится к группе делессита. Он выполняет пустоты в породе либо полностью, либо частично совместно с кальцитом и халцедоном по краям миндалин. Значительная масса хлорита замещает стекловатый мезостазис основной массы породы и зерна плаггиоклаза. Из карбонатов преобладает кальцит, содержащий небольшую примесь  $MgO$ . Он выполняет большинство миндалин, прожилки в породе и замещает основную массу, а также частично плаггиоклазы. Иногда кальцит в миндалинах содержит мелкорассеянную вкрапленность рудного минерала.

Сидерит в некоторых местах развит в виде хорошо ограненных зерен среди гематита и бурых окислов железа. В районе руч. Монастырского сидерит совместно с кальцитом, халцедоном и рудными минералами входит в состав жильной массы, развитой на контакте спилитов с осадочной толщей.

Халцедон образует значительные скопления и выполняет миндалины в породе вместе с кальцитом и хлоритом.

Окислы и гидроокислы железа замещают основной стекловатый мезостазис породы и наиболее интенсивно развиты в близповерхностной части залежей.

Структура спилитов больше всего приближается к интерсертальной, в отдельных участках проявляется порфирировая структура. Для эоценовых спилитов типична миндалекаменная текстура. Количество миндалин неодинаково, но местами достигает 50% объема породы. Размер миндалин от 0,1 до 2—3—5 мм.

Химический состав спилита района ручья Александровского (в вес. %):  $SiO_2$  57,00;  $Al_2O_3$  14,20;  $Fe_2O_3$  8,91;  $FeO$  0,43;  $TiO_2$  3,20;  $MnO$  0,02;  $CaO$  4,09;  $MgO$  0,76;  $P_2O_5$  0,62;  $K_2O$  1,03;  $Na_2O$  5,05;  $H_2O$  0,70; п. п. п. — 3,672. Сумма 99,682.

Из изложенного видно, что текстурные и структурные особенности описываемых пород довольно точно отвечают типичным спилитам. Они образовались в условиях подводного излияния основной магмы.

Описанные породы по петрохимическим свойствам стоят близко к мезозойским диабазам, в особенности к тем, которые развиты в меловом флише Черногорской зоны и, возможно, могут быть отнесены к единому магматическому циклу. Неогеновый вулканизм резко отличен от описанного.

Таким образом, в Украинских Карпатах отмечена палеогеновая фаза вулканизма, почти совершенно не освещенная в геологической литературе, характеризующаяся подводными излияниями и оставившая многочисленные залежи спилитов как субвулканического, так и эффу-

зивного характера. Приведенными выше данными не исчерпываются сведения о палеогеновом вулканизме. Следы вулканической деятельности известны в олигоценовых флишевых отложениях северного склона Карпат, в верхнеменилитовой свите, в виде туфов и пеплов, в большинстве случаев сильно измененных и иногда превращенных в бентонитовые глины.

Туфы были обнаружены в кернах буровой скважины Небылова Н. Р. Ладыженским еще в 1938 г. В дальнейшем они были установлены также в разрезах по р. Чечве, около г. Болехова и близ г. Долина. Туфы эти получили название чечвинских (Вялов и др., 1951). Они образуют определенную полосу и достигают мощности в разрезе по р. Чечве нескольких десятков метров. По внешнему виду это плотная весьма мелкозернистая порода, светло-серая, зеленовато- или голубовато-серая.

Петрографическое изучение и химический анализ показывают, что это кислые липаритовые туфы (Вялов, Ладыженский, Ткачук, 1951). Из керна скважины Л. Г. Ткачуком был описан образец липаритового туфа из менилитовой серии. Кроме того, В. С. Соболевым и О. Н. Горбачевской (1951) в менилитовой серии в районе г. Долина обнаружен туффит. Они считают этот туффит дацитовым, отличающимся от более молодых пепловых туффитов этого типа обилием вкрапленников (фенокристаллов), т. е. кристалловитрокластической структурой. Общее количество кристаллов составляет не менее 40% всей массы породы. Зерна кварца имеются в сравнительно небольшом количестве; плагиоклаз представлен андезином (№ 43—46); далее присутствует биотит, а в тяжелой фракции — в большом количестве призматические и игольчатые зерна циркона; из терригенных минералов отмечены гранат, турмалин, рутил и шпинель.

Соответствующие магматические породы пока еще неизвестны, и где происходили извержения, давшие этот пепловый материал, сказать трудно. Закарпатские кислые вулканические породы являются по возрасту значительно более молодыми (неогеновыми). Имея в виду значительную мощность чечвинских туфов и отнюдь не широкое их распространение, можно предположить, что пепловый материал не был принесен издалека. Скорее это был мощный подводный выброс пеплов без излияния лавы.

### НЕОГЕНОВЫЙ МАГМАТИЗМ

Неогеновый магматизм резко отличается от всех описанных выше большими масштабами проявлений и огромными мощностями вулкано-генных образований. Магматическая деятельность в неогене выразилась мощным развитием вулканических процессов и образованием небольших гипабиссальных тел (малых интрузий)\*. Все вулкано-генные и интрузивные образования неогена сосредоточены в пределах Закарпатья (рис. 58). Они обязаны своим происхождением глубинным разломам, возникшим на стыке между воздымающимся Карпатским горным сооружением и образующимся Закарпатским внутренним прогибом.

В рельефе вулкано-генные образования создали крупный горный массив, который получил наименование Выгорлат-Гутинского хребта. Вулканическая полоса Закарпатской области входит составной частью в сложную вулканическую дугу Внутренних Карпат. Общая схема раз-

\* Подробное описание вулкано-генных пород Украинских Карпат дано в книге В. С. Соболева, В. П. Костюка, А. П. Бобриевича и др. (1955).

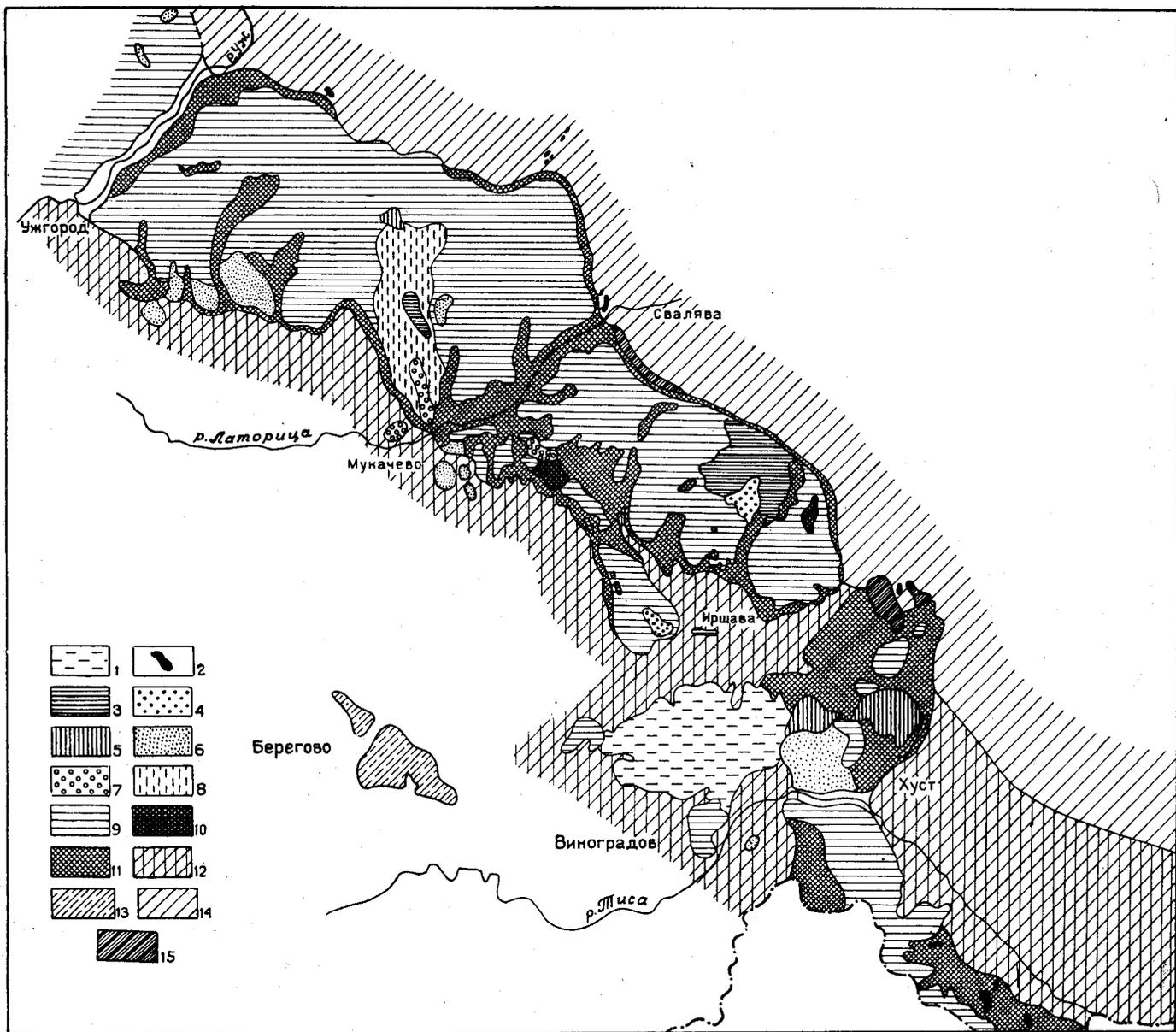


Рис. 58. Схема распространения неогеновых вулканических пород Закарпатской области УССР

1 — четвертичные отложения, Паннон-плиоцен; 2 — интрузии, 3 — базальты и андезито-базальты верхние, 4 — крупнопорфировые гиало-андезиты, 5 — липариты, 6 — дациты, 7 — оливиновые андезиты и андезито-дациты, 8 — гиперстеновые андезиты, 9 — андезито-базальты, двупироксеновые андезиты; 10 — базальты нижние, 11 — туфогенные отложения, Паннон-нижний миоцен; 12 — осадочные отложения, Нижний сармат — тортон; 13 — липариты нижние (Берегово), Палеоген — мел; 14 — флиш, 15 — юра

<http://jara.sic.ru/>

вития вулканизма Карпат была намечена в работе М. Кутана (Kuthan, 1948). Отмечая широкое распространение кайнозойских эффузивов во внутренней части Карпат, М. Кутан выделяет здесь две большие вулканические полосы: полосу северо-восточного направления, лишь своим окончанием заходящую в так называемые Восточные Карпаты, и полосу юго-восточного направления, полностью находящуюся в Восточных Карпатах (рис. 59).

Первая полоса северо-восточного направления начинается на юго-восточных склонах Альп и от оз. Балатон тянется через горы Пилиш—Новоград—Бёржень—Надвисаль—Чергат—Матра—Бюкк, дугообразно заворачивая у Мишкольца к северу, где переходит в Токайско—Прешовские вулканические горы. К этой полосе примыкает также район вулканических пород у рек Кремницы и Стиявницы в Чехословакии. На северо-восточном ответвлении данной вулканической полосы, являющейся западной частью вулканической дуги, находятся выходы вулканических пород Закарпатья в районе сс. Косино—Заставное и Береговского вулканического холмогорья.

Вторая, восточная полоса юго-восточного направления начинается массивом Выгорлат в Чехословакии и тянется через Закарпатскую область УССР до Гутина в Румынии, а далее после некоторого прерыва продолжается там в горах Кэлимани—Хэргита. К этой полосе примыкают вулканические районы Бихора и Секейского рудогорья. Полоса вулканических пород Закарпатья входит, таким образом, в состав Выгорлат-Гутинского хребта.

Что касается развития вулканических пород во внешней части Карпат, М. Кутан отмечает, что они имеют здесь сравнительно очень небольшое распространение в Южной Моравии и Силезии, встречаясь лишь в виде небольших выходов лав. В пределах Украинских Карпат на внешней части дуги хотя излившиеся породы и не встречаются, широко распространены туфы, генетически связанные, по-видимому, с закарпатскими вулканическими центрами. По мнению М. Кутана, история вулканизма Внутренних Карпат была достаточно длительной и сложной. Здесь он намечает по крайней мере три фазы. Среди вулканических пород доминируют основные разновидности группы андезитов, но первая и вторая фазы вулканизма заканчивались экструзией кислых лав преимущественно типа плагиолипаритов (иногда называемых риодацитами, т. е. липарито-дацитами). Наиболее основные базальтовые лавы приурочены к самой молодой—третьей фазе. Общая схема вулканизма имеет следующий вид: I фаза—андезиты—липариты; II фаза—андезиты—липариты; III фаза—андезиты—базальты.

Эта схема, установленная для отдельных районов, весьма усложняется миграцией вулканических центров во времени и пространстве, как это показано на рис. 60. Здесь М. Кутан делит всю область вулканизма на три части: западную часть—до гор Пилиш, т. е. несколько восточнее Будапешта, среднюю часть—до Токайско-Прешовских гор и восточную часть, куда попадает и весь Выгорлат-Гутинский хребт.

Наиболее древнее проявление карпатского вулканизма, излияние порфиритов, оливковых диабазов и андезитов I фазы имело место в восточной части области их распространения в верхнемеловую эпоху, причем вулканические излияния во времени перемещались к западу до средней части области, где излияния происходили в палеогене (бартон—руппель).

Липаритовые излияния I фазы перемещались от средней части области (палеоген—руппель) как на запад (миоцен), так и на восток (нижний миоцен—бурдигал). Наиболее молодые излияния этой фазы

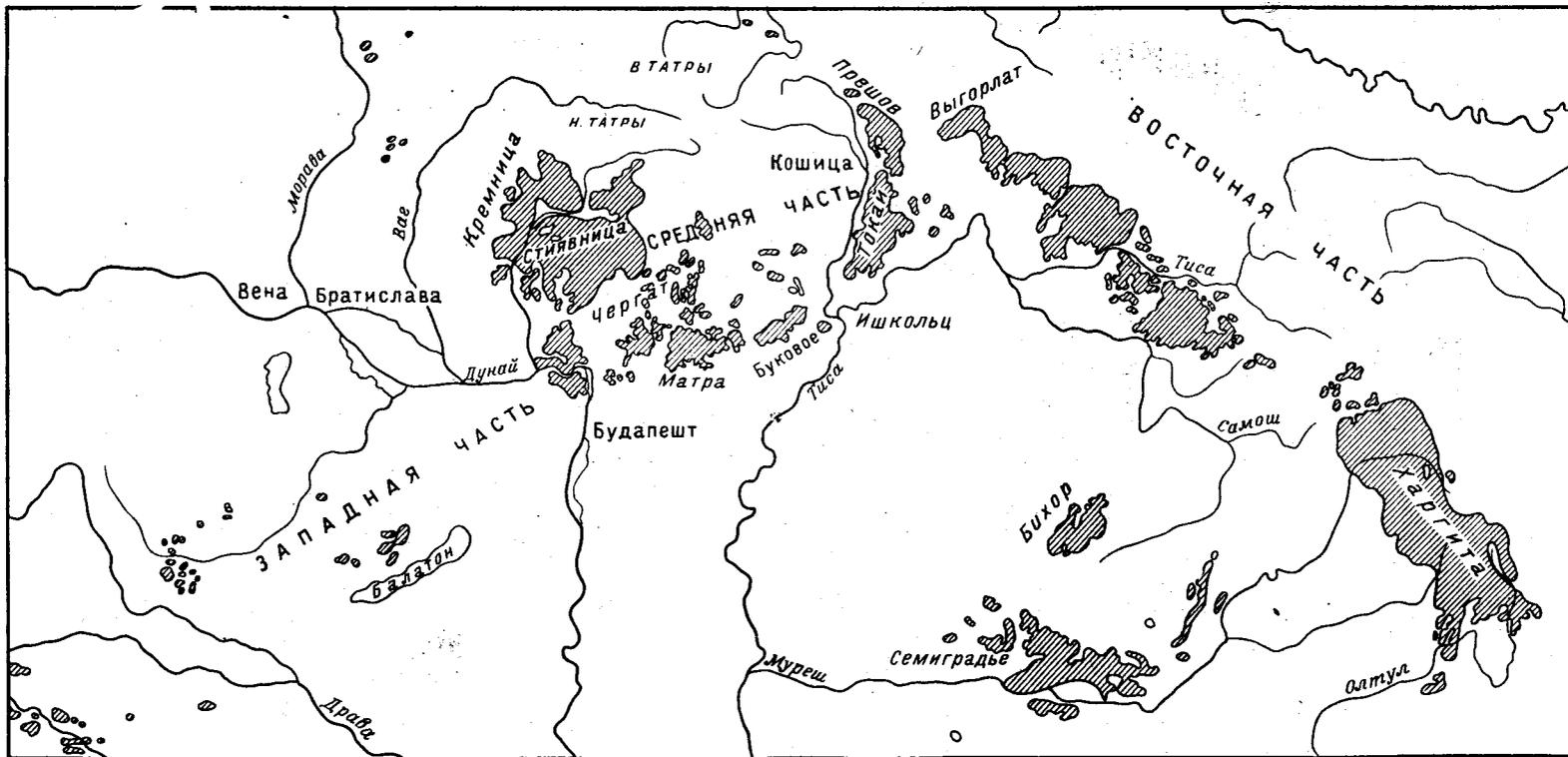


Рис. 59. Схема распространения вулканических пород Внутренних Карпат (по М. Кутану)

имели место на западной окраине восточной части вулканической области между гельветом и тортоном.

Андезитовые излияния II фазы перемещались с запада на восток. В западной части ореола распространения вулканических пород они имеют бурдигал-тортонский возраст, в средней части — тортонский и в восточной — тортон-сарматский.

Липаритовые излияния II фазы на западной окраине восточной части вулканической области начались на границе тортона и сармата

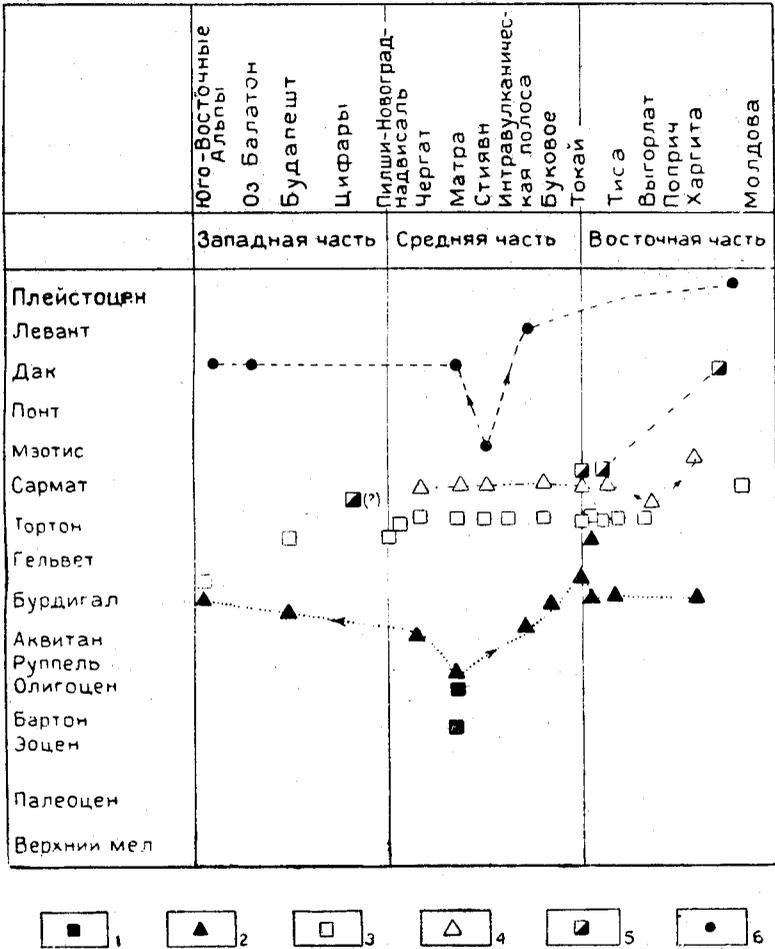


Рис. 60. Схема изменения возраста вулканических пород Внутренних Карпат (по М. Кутану)

1 — андезиты I фазы; 2 — липариты I фазы; 3 — андезиты II фазы; 4 — липариты II фазы; 5 — андезиты III фазы; 6 — липариты III фазы

и передвигались как к западу, так и к востоку. На востоке они происходили уже в мэотисе, а на западной окраине средней части вулканического ореола — в сармате. В западной части вулканического ореола они не встречены.

Вулканические центры излияния андезитов III фазы расположены на восточной окраине средней части вулканической области, где они относятся к верхнему сармату и даже к середине киммерийского яруса. К этой же III фазе (по М. Кутану), возможно, относятся и лакколиты

интрузивных андезитов, внедрившиеся в отложения сармата при Цифарах.

Излияния базальтов III фазы начались в средней части вулканической области в мэотисе и перемещались как к западу, где они имеют постлевантинский возраст, так и к востоку (плейстоцен). Как уже было отмечено, преобладающими являются лавы группы андезитов. Максимальное распространение кислых эффузивов имеет место, по-видимому, на восточной окраине средней части вулканической области, а минимальное — в западной части (см. рис. 67). Базальты максимально распространены в западной части вулканической области; в средней и восточной части они составляют лишь незначительный процент наиболее молодых излияний.

Изложенная схема М. Кутана в основном применима к Закарпатской области; значительные поправки приходится лишь ввести в возрастные границы I фазы. К этой фазе в Закарпатье можно отнести андезиты и липариты Береговского холмогорья, причем возраст первых нижний тортон, а для вторых уже тортон—нижний сармат, что значительно выше верхнего предела, указанного Кутаном. Разница в возрасте этих пород с вулканическими излияниями других районов здесь получается настолько значительной, что, возможно, имеет место не миграция центров во времени, а еще одна фаза, которая должна занять место между I и II фазами М. Кутана. Приходится также несколько поднять возрастную границу и для II фазы, к которой относится главная часть излияний главной вулканической полосы Закарпатья.

В пределах Закарпатья наиболее древние вулканические породы неогена представлены вулканическими туфами новоселицкой свиты (нижний тортон), центры выбросов которых точно не установлены. Они развиты в Закарпатском внутреннем прогибе, где мощность их достигает 300 м.

Вулканическая деятельность началась в районе Береговского холмогорья излиянием андезитов, имеющих нижнетортонский возраст. Затем следовала экструзия липаритов в районе Косино—Запсонских возвышенностей и Берегова, с образованием характерных вулканических куполов (рис. 61). Экструзия здесь сопровождалась выбросом огромного количества пирокластического материала с накоплением мощной толщи туфов.

Прослой вулканических туфов известны в отложениях сармата и паннона Закарпатского прогиба.

Молодой вулканизм, относящийся к плиоцену и, возможно, к низам четвертичной системы, образовал Выгорлат-Гутинский хребет, уходящий на северо-западе в Чехословакию (Выгорлат) и на юго-востоке — в Румынию (Гутин). Излившиеся породы, относящиеся к гутинской свите, здесь довольно разнообразны, варьируя от настоящих базальтов до липаритов, но главную роль играют различные андезиты и андезитобазальты. Последовательность извержений еще недостаточно детально выяснена во всех районах, но в целом сначала наблюдается смена более основных лав более кислыми, вплоть до дацитов и липаритов. В средней части полосы этот ранний этап, по-видимому, заканчивается излиянием крупнопорфировых андезитов. Прослой туфов разного состава чередуются с потоками лавы, но выброс максимального количества пирокластического материала происходил в первые стадии данного этапа, и наиболее мощные туфы находятся в низах вулканической толщи (рис. 62).

Самыми молодыми вулканическими породами являются своеобразные базальты и андезитобазальты, особенно развитые в районе горы

Бужоры (бужорская свита). Излияние двупироксеновых андезитов и андезито-базальтов (а также базальтов), большей частью слагающих типичные потоки, происходило несомненно из вулканов центрального типа. Однако в позднейшее время вулканические конуса были очень сильно разрушены, и сейчас вулканические центры, особенно во внутренней части полосы, проявляются отрицательными формами рельефа (денудационные кальдеры), как это отмечено, например, для районов Мукачева. Наиболее сохранившиеся вулканические конуса, по-видимому, имеются во внешней части полосы (горы Маковица, Борлиов Дил, Бужора), но их детальное изучение затруднено из-за недостаточной обнаженности. Многие конусовидные возвышенности, которые легко можно принять за вулканы, на самом деле обычно представляют собой



Рис. 61. Обнажение липаритов близ г. Берегово (Закарпатье). Фото В. С. Попова

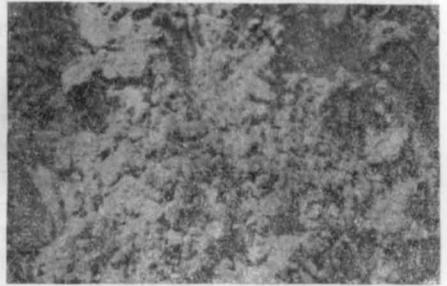


Рис. 62. Карьер близ с. Колчино (Закарпатье). Андезито-базальтовая брекчия в кальдере вулкана (внутренняя часть стенки). Фото В. С. Попова

остатки куполов более кислых пород, начиная от гиперстеновых андезитов до липаритов.

Общая картина развития вулканизма в пределах Выгорлат-Гутинского хребта в неогене представляется, по данным В. С. Соболева, В. П. Костюка и С. М. Спитковской, в следующем виде.

Вулканическая деятельность началась сравнительно поздно, а именно в сармате. Здесь отдельные маломощные прослои туфов известны уже среди морских песчано-глинистых отложений нижнего сармата. Известны также горизонты роговообманковых андезито-дацитов мощностью по несколько десятков метров среди нижнесарматских осадочных отложений в районах с. Кошелево (поток Мокану) и с. Луково. Однако, вероятно всего, эти тела здесь представляют собой межпластовые интрузии более молодого возраста и генетически связаны с интрузиями Клобуков в этом же районе.

Интенсивная вулканическая деятельность началась несколько позже, во время отложения пресноводных паннонских осадков. Считается несомненным, что отложения туфов и лав переслаиваются с осадками нижнего паннона, т. е. верхнего сармата. Гораздо менее определенной является верхняя граница возраста вулканических пород. В некоторых местах вулканические породы, в частности липаритовые туфы юго-восточной части Выгорлат-Гутинского хребта, лежат на угленосных отложениях, которые относятся уже к верхнему плиоцену (ильницкая свита).

В основании вулканической толщи лежат так называемые туфогенные отложения, сложенные преимущественно андезитовыми туфами с редкими прослоями лав, преимущественно андезито-базальтов,

а также двупироксеновых андезитов. Эти отложения почти повсюду картируются по периферии вулканического хребта, а также выходят по долинам рек и ручьев, будучи глубоко врезанными в последний. Нужно, однако, отметить, что граница между этими туфогенными отложениями и лежащими выше лавами далеко не всегда является достаточно четкой, и несогласие между ними пока нигде не отмечено.

Особый интерес представляют обнаруженные в самое последнее время в Перечинском районе (по правобережью р. Ужа) коренные выходы липарито-дацитовых туфов с гранатом альмандинового состава. Они залегают непосредственно на флише палеогенового возраста и перекрываются мощной (порядка 250 м) толщей туфов и туфобрекчий (с прослоями лав) андезитового состава. Мощность липарито-дацитовых туфов в среднем составляет не более 25—30 м. Липарито-дациты в одном месте имеют интрузивный контакт с андезитовыми туфами. Таким образом, можно предполагать существование двух фаз излияния и внедрения липарито-дацитов; последнее должно быть проверено дополнительными наблюдениями.

Видимая мощность туфогенных отложений в долине р. Боржавы, где прослеживается наиболее полный их разрез, составляет (по данным В. Н. Утробина) ориентировочно 250—300 м (с учетом установленных здесь сбросов). Приблизительно такую же мощность туфов можно указать для левобережья р. Латорицы. В районе юго-западной оконечности хр. Гат мощность туфогенных отложений значительно снижается и не превышает 80—100 м.

Выше туфогенных отложений лежат лавы андезито-базальтов и двупироксеновых андезитов, лишь с редкими и маломощными прослоями туфов. К югу от р. Латорицы в нижней части толщи отмечены также базальты в районе с. Станово (см. рис. 58), которые названы нижними базальтами. Излияние этих базальтов характерно только для небольших участков и происходило, вероятно, из какого-то обособленного вулканического очага.

Отмеченные базальты залегают, таким образом, в нижней части вулканической толщи и излились в первую стадию формирования вулканического хребта. Так, в районе с. Колодное поток базальта залегают в туфовой толще, на которой лежит толща андезито-базальтов. Такой же поток в туфовой толще мощностью 5—6 м встречен у с. Осой, причем угол падения (согласно со всей толщей) 10—12° на северо-восток. Базальты самого района Станово также лежат ниже андезито-базальтов. Достаточно хороший естественный разрез встречается по долине р. Перекоп, глубоко врезанной в эффузивные породы и перепиливающей хр. Гат вкрест его простирания. Установлено, что базальты, залегающие по юго-западному склону хр. Гат непосредственно на туфогенной (подстилающей) толще, перекрываются андезито-базальтами. О направлении потоков лав судить трудно, поскольку вся толща эффузивных пород хр. Гат расположена на северо-восточном крыле антиклинальной структуры и имеет падение также на северо-восток с азимутом падения 35—40°, угол 10—12°, т. е. направление противоположное течению лавовых потоков с главного водораздела. Видимая мощность базальтов, наиболее полно обнажающихся по юго-западному склону хр. Гат, составляет не менее 80—100 м.

Следует подчеркнуть, что базальты Гата лежат значительно ниже характерного маркирующего горизонта крупнопорфировых андезитов, находящегося здесь в самом верху стратиграфического разреза вулканической толщи и на который северо-восточнее, в районе горы Бужоры, ложатся более молодые — верхние базальты.

Базальты района Станово представляют собой черную афанитовую породу с хорошо выраженной столбчатой отдельностью, причем местами столбы имеют веерообразное расположение.

Андезито-базальты вместе с андезитами следует отнести к преобладающему типу вулканических пород Выгорлат-Гутинского хребта. Вместе с тем следует отметить, что эти породы сравнительно трудно выделять как на геологической карте, так и характеризовать их место в стратиграфической колонке. Отчасти это, по-видимому, связано с многократным повторением их излияния во времени, а также возможностью одновременного излияния андезито-базальтов с андезитами из разных вулканов. С другой стороны это несомненно связано с трудностью достаточно четкого разделения андезито-базальтов и андезитов, особенно в породах с мало раскристаллизованной основной массой. Однако в типичных случаях мы имеем достаточно характерную породу, хорошо отличающуюся от базальта отсутствием оливина и значительным содержанием ромбического пироксена, а от андезитов — большим количеством моноклинного пироксена в основной массе, структура которой может быть названа долеритовой или микродолеритовой. Таким образом, выделение соответствующей группы пород является вполне оправданным.

Типичные андезито-базальты наиболее широко распространены в средней части вулканической гряды от р. Латорицы до р. Боржавы. Прежде всего они отмечены среди вулканических пород древнего вулкана в районе Колчино (рис. 63) и прослежены на значительной площади в нижней части разреза, а также на юго-западных склонах Борлиов Дила. Далее к юго-востоку, также в нижней части разреза, они широко распространены на хр. Гат. Форма залегания — потоки, переслаивающиеся с туфами. Мощность отдельных потоков часто составляет лишь 3—5 м. Однако имеются потоки и гораздо большей мощности, особенно на хр. Гат — до 50—60 м, а в некоторых местах даже до 100 м. Эти мощные потоки, а может быть и покровы хр. Гат, как уже выше отмечено, залегают выше становских базальтов, а в некоторых частях непосредственно перекрываются крупнопорфировыми андезитами, залегающими здесь в самом верху разреза вулканической толщи.

Значительно распространены андезито-базальты северо-западнее Бужоры, но часть потоков здесь, возможно, относится уже к более молодой, бужорской свите.

Андезито-базальты обнаружены и в северо-западной части вулканического хребта, в районе Ужгорода и далее к юго-востоку в отдельных местах, причем всюду также в нижней части разреза. Наряду с андезито-базальтами и раскристаллизованной основной массой здесь встречаются своеобразные пористые стекловатые породы, аналогичные андезито-базальтам или двупироксеновым андезитам.

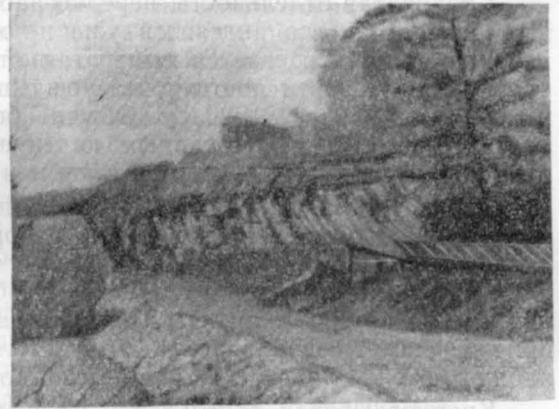


Рис. 63. Столбчатая отдельность в андезито-базальтах в районе с. Колчино. Фото В. И. Славина

В потоках андезито-базальтов нередко развита характерная столбчатая отдельность, подобная отдельности настоящих базальтов с диаметром столбов 50—80 см. В некоторых карьерах наблюдается веерообразное расположение столбов. Вместе с тем в ряде случаев развивается уже плитчатая и скорлуповатая отдельность, не отличимая от отдельности андезита.

Двупироксеновые андезиты залегают, подобно андезито-базальтам, в виде потоков различной мощности от нескольких метров, по-видимому, до десятков метров, местами их общая мощность достигает сотен метров.

Столбчатая отдельность, нередко наблюдаемая в базальтах и андезито-базальтах, для андезитов уже не характерна. В нижней части потоков часто встречается плитчатая отдельность, причем залегание трещин отдельности почти согласное с плоскостью контакта. Толщина плиток от 2—5 до 10—20 см. Обычно более толсто плитчатая отдельность отличается выдержанным падением и простираем, тогда как в тонко плитчатых наблюдаются изгибы и расхождения трещин.

В некотором удалении от контакта потока с подстилающими породами трещины отдельности обычно заворачиваются, и плитки оконтуривают шарообразные и эллипсоидные тела. В вертикальных стенках карьера иногда видно, что андезит разбит закругляющимися поверхностями на крупные шары, имеющие в разрезе вид огромной луковицы, причем диаметр шаров до 10 м. В других случаях в разрезах здесь наблюдаются эллипсы с длинной осью до 10 м и короткой 4 м.

Крупноглыбовая отдельность встречается или совместно с плитчатой, или в более верхних частях лавовых потоков. Обычно она создается трещинами, близкими к вертикальным. Трещины часто изогнуты. Расстояние между трещинами 2—3 м. На поверхности их часто заметна тонкая штриховка плитчатой отдельности.

Шаровая отдельность, как правило, приурочена к верхней части лавовых потоков. Шары имеют круглую и эллипсоидную форму, обычно 15—20 см в диаметре, но в отдельных случаях, например в первом карьере по дороге Мукачево—Шелестово, достигают более 2 м в диаметре. Внутри таких крупных шаров наблюдается ряд более мелких — диаметром до 50 см. Шаровая отдельность хорошо проявляется при выветривании, когда центральное, более свежее ядро оказывается заключенным в ряд скорлуп.

Дальнейшее развитие вулканизма в разных частях хребта происходило неодинаково, и единую стратиграфическую схему последовательности пород построить здесь очень трудно, тем более что сами соотношения между породами далеко не всегда выясняются достаточно убедительно. Вместе с тем следует подчеркнуть, что в настоящее время накоплен уже значительный фактический материал по геологии вулканических пород и можно предложить схему, обоснованную, во всяком случае, в ее главных чертах (Соболев, Костюк, Бобриевич и др., 1955—см. рис. 58).

В средней части вулканического хребта, формирование которого, по-видимому, связано с вулканическим центром в районе горы Бужоры, своеобразным этапом вулканической деятельности явилось излияние так называемых крупнопорфировых андезитов, богатых вкрапленниками плагиоклаза величиной до 1 см. Эти крупнопорфировые андезиты, залегающие в самом верху вулканических пород хр. Гат, в районе Бужоры перекрываются базальтами с крупными вкрапленниками пироксенов, отличающимися резко пониженной железистостью фемических минералов.

Петрографические особенности пород показывают, что крупнопорфировые андезиты образовались в особых условиях, отличных от условий образования других андезито-базальтов и андезитов. Излияние лавы на поверхность произошло после длительного периода интрателлурической кристаллизации, во время которого образовались крупные таблички плагиоклаза. Следует отметить, что состав этих вкрапленников более кислый, чем состав мелких вкрапленников обычных андезито-базальтов и даже андезитов; это, вероятно, связано отчасти с более длительной кристаллизацией в условиях, близких к равновесию, а отчасти с продвинувшейся дифференциацией.

Рассматриваемые крупнопорфировые андезиты встречаются в средней части Выгорлат-Гутинского хребта между реками Латорицей и Боржавой (причем в этом районе они имеют довольно широкое распространение). Они обнаружены в целом ряде пунктов почти на всем протяжении хр. Гат, от района Покутье на севере до пос. Иршавы на юге. Наилучшая обнаженность их наблюдается у с. Арданово. Здесь непосредственно на верхней пористой коре потока андезито-базальтов залегает крупнопорфировый гиалоандезит. К сожалению, непосредственный контакт пород скрыт под делювиальными наносами, но выделяется в рельефе в виде уступообразной террасы, особенно хорошо видной издали в виде прямой линии, прослеживающейся на 0,7 км. Общая мощность покрова крупнопорфировых андезитов достигает 30—40 м. Крупнопорфировые андезиты дают скалистые выходы, разбитые вертикальными трещинами отдельности на отдельные столбы высотой 10—12 м, в свою очередь расчлененные плитчатой отдельностью.

Мелкие скалистые выходы крупнопорфировых андезитов встречаются и в других местах, но еще чаще можно наблюдать глыбовые россыпи этих пород на наиболее возвышенных точках рельефа выше андезито-базальтов. Таким образом, на хр. Гат крупнопорфировые андезиты лежат в самом верху стратиграфического разреза вулканических пород. Ранее, по-видимому, они были распространены здесь в виде большого покрова, но денудационными процессами оказались настолько разрушенными, что сохранились лишь в виде отдельных останцов или даже элювиальных россыпей.

К северо-востоку в пределах главной вулканической полосы крупнопорфировые андезиты наиболее полно представлены по юго-западным склонам горы Бужоры. В отличие от картины, наблюдаемой в хр. Гат, крупнопорфировые андезиты лежат здесь в средней части общей толщи эффузивных пород.

В районе ручья Синянка, который своим руслом и притоками глубоко врежется в вулканические породы между высотами Бужорой и Синяком, крупнопорфировые гиалоандезиты перекрывают в одних случаях туфогенно-осадочную толщу Иршавской котловины, в других — непосредственно залегают на двупироксеновых андезитах или андезито-базальтах, перемежающихся с туфогенными отложениями. В свою очередь крупнопорфировые гиалоандезиты перекрываются крупнопорфировыми базальтами (с крупными кристаллами моноклинного пироксена). Видимая мощность гиалоандезитов составляет у ст. Каменки не более 35—40 м.

По правым притокам Синянки, поднимающимся потоками почти к вершине юго-западного гребня горы Бужоры, эта порода прослеживается от отметок 400 до 700 м. Трудно предположить, что истинная мощность крупнопорфировых гиалоандезитов в какой-то мере близка к указанной цифре. Вероятнее всего, поток гиалоандезита, имеющий удлиненную форму, довольно круто спускался по склону с отметок приблизительно около 700 м, так как отдельные делювиальные россыпи

его встречаются на такой высоте в ряде других, соседних к западу участков. Вместе с тем мощность потока гиалоандезитов должна быть весьма значительной, поскольку аналогичные породы обнаружены на хр. Гат в 10—12 км от указанного пункта.

Восточнее ст. Каменки какие-либо признаки нахождения крупнопорфировых гиалоандезитов по южному склону Бужоры отсутствуют. К западу в виде изолированных выходов они появляются в среднем течении ручья Елового, где имеют пузырчатую текстуру и содержат относительно небольшое количество фенокристаллов плагиоклаза, т. е. уже не столь характерный облик. Здесь они незаметно сливаются с подстилающими андезитами, не имеющими типичных очень крупных кристаллов плагиоклаза во вкрапленниках, хотя размеры последних достигают 0,4—0,5 см. В шлифе такая порода во многом подобна крупнопорфировым андезитам. Площадь распространения этих пород в районе Ильницы не менее 15 км<sup>2</sup>. Не исключена возможность, что здесь имеется другой, более ранний поток крупнопорфировых андезитов.

Большой интерес представляют выходы крупнопорфирового андезита в верховьях руч. Елового, где они отмечены в виде небольшого пятна среди измененных окварцованных пород. Породы здесь более раскристаллизованы, с долеритовой структурой основной массы; вероятно, это небольшая интрузия, а может быть, некк. Выходы крупнопорфировых андезитов этого района появляются и на восточном склоне вулканического хребта, причем в одних случаях они ложатся прямо на флишевые осадки (с. Приборжавское), в других случаях (несколько севернее) эти же андезиты отдалены от флиша значительной по мощности толщей туфов и андезитов.

Следующим районом, где наблюдаются подобные же крупнопорфировые андезиты, является самый северо-западный участок Выгорлат-Гутинского хребта по правобережью р. Ужа. Подобно бужорским, и здесь крупнопорфировые андезиты залегают в верхней части разреза вулканогенной толщи, хотя гипсометрически отдельные потоки их, будучи удалены от начальных их выходов на 7—9 км, спускаются довольно низко и местами ложатся то на потоки лав обычного андезитового состава, то на пирокластические отложения. Это еще раз может свидетельствовать о том, что как и в районе Бужоры, лавы излились на уже достаточно эродированную поверхность нижележащей вулканогенной толщи, т. е. что их излиянию предшествовал значительный перерыв во времени.

Простая диагностика крупнопорфировых андезитов в полевой обстановке, с одной стороны, и своеобразие их структуры, показывающее особенность происхождения приуроченного к определенному этапу развития вулканогенного очага, с другой — позволяют считать их характерным маркирующим горизонтом, а также ограничить географически вулканические породы, связанные данным очагом.

Вышележащие базальты и андезито-базальты, как было отмечено, относятся уже к наиболее молодой (IV) фазе карпатского вулканизма. Последующие излияния из новых более глубоких вулканических очагов дали уже базальтовую магму, а крупнопорфировые андезиты являются, по-видимому, результатом проявления остаточных очагов прежней фазы, магма которых изменилась вследствие длительного перерыва в вулканической деятельности. Наличие этого перерыва, а также несогласное налегание крупнопорфировых андезитов на денудированные более древние вулканические породы дают возможность считать их нижним горизонтом самой молодой, так называемой бужорской вулканической свиты (Соболев, Костюк, Верниковский, 1954).

Вулканическая деятельность предыдущей, гутинской фазы в других районах имела более сложный характер и проявилась в виде экструзий более кислых лав. К северу от р. Латорицы располагается полоса гиперстеновых андезитов. Эти породы залегают преимущественно в виде характерных вулканических куполов, гряда которых вытягивается в меридиональном направлении. Несомненно, что экструзия этих куполов связана с каким-то меридиональным разломом, расположенным косо по отношению к разломам северо-западного простирания, контролирующим общее строение Выгорлат-Гутинского хребта. Здесь же, у внутреннего края хребта, как к северу от Латорицы, так и к югу, выделяются оливиновые, точнее гортонолитовые андезиты и андезито-дациты, являющиеся самыми молодыми породами в районах их распространения.

Особого внимания заслуживает вопрос об относительном возрасте наиболее кислых пород — дацитов и липаритов. В. С. Соболев, Н. С. Вартанова, О. Н. Горбачевская (1947) указывали, что есть липариты, которые несомненно моложе более основных лав, так как в них встречаются ксенолиты андезитов. Однако И. Ф. Трусова (1950б, 1954) считает, что все липариты и дациты древнее андезитов и что кислые лавы здесь одновозрастны с липаритами Берегово, т. е. отрицает наличие молодых липаритов в пределах собственно вулканического хребта.

Вместе с тем, кроме многочисленных находок включений андезитов в липаритовых туфах и самих липаритах, в ряде мест были вскрыты непосредственные контакты дацитов и липаритов, лежащих на андезитах и их туфах, либо прорывающих андезиты. Следовательно, вопрос об относительном возрасте кислых пород теперь уже не является дискуссионным, и можно утверждать, что в пределах Выгорлат-Гутинского хребта несомненно имеются как породы кислого состава более древнего возраста (горизонты гранатовых липарито-дацитовых туфов в районе Перечина), так и относительно более молодые липариты в районе хр. Великий Шоллес. Однако не все детали стратиграфической колонки получили подтверждение. Так, соотношение между кислыми лавами — дацитами и липаритами и крупнопорфировыми гиалоандезитами не установлены, так как эти породы территориально разобщены, и их относительное положение в колонке показано в известной мере условно. То же следует сказать о соотношении оливиновых андезитов и кислых лав.

Неясности с возрастным соотношением кислых лав и андезитов, по-видимому, в значительной степени связаны с куполовидным залеганием липаритов, причем местами вскрываются подземные корни куполов, где липариты имеют с более древними андезитами интрузивный контакт. Без учета этих форм кажется иногда, что липариты, которые располагаются гипсометрически на более низком уровне, по сравнению с андезитами являются более древними. Дациты в пределах Выгорлат-Гутинского хребта хотя и имеют несомненно подчиненное значение, но распространены довольно широко.

В северо-западной части полосы (в районе Перечина) встречается ряд тел липарито-дацита местами с явно интрузивными контактами, но иногда стекловатой структуры. Возможно, что здесь мы имеем дело с корнями куполов. Именно здесь встречаются дациты с порфировыми вкрапленниками альмандина. Дациты сравнительно широко распространены у внутреннего края вулканической полосы у с. Среднего и в срединной части полосы по р. Визнице. У с. Среднего дациты в некоторых телах имеют интрузивный характер залегания, сохраняя вместе с тем эффузивный облик. Однако здесь же несомненно имеются и настоящие эффузивные купола. На р. Визнице (в ее средней части) про-

слежен поток дацита значительной мощности, занимающий площадь в несколько квадратных километров. Дациты залегают здесь на гиперстеновых гиалоандезитах, причем в нижней части приобретают сферолитовую структуру. Юго-восточнее р. Латорицы значительные тела дацита встречены в районе с. Березинки около г. Мукачево, у внутреннего края вулканической полосы.

Наконец, в юго-восточной части вулканической полосы южнее р. Боржавы дациты слагают интрузивное тело у г. Виноградова (так называемые дациты Тиссовского карьера), а также довольно широко распространены у внешнего края полосы в районе липаритовых куполов. Еще далее гиалодациты обнаружены в самом юго-восточном углу полосы, за р. Тиссой, в районе распространения гипабиссальных интрузий.

В пределах Выгорлат-Гутинского вулканического хребта липариты распространены в двух районах: в северо-западной части хребта между реками Уж и Латорица и в юго-восточном ее отрезке — хр. Великий Шоллес, расположенном к востоку от р. Боржавы.

Северо-западнее р. Латорицы в срединной части полосы липариты распространены в районе сел Феделешевцы и Герцовцы. Здесь, по данным А. П. Бобриевича (Соболев, Костюк, Бобриевич и др., 1955), встречен ряд выходов липаритов на сравнительно небольшой площади — расстояние между крайними выходами порядка 10 км. Обнаженность здесь хуже, чем в районе хр. Великий Шоллес, но имеющиеся данные позволяют предполагать два отдельных купола липарита. В центральной части куполов, вероятно, уже в их подземной части, флюиальность почти вертикальная, с юго-западным простираем. В краевой части и потоках флюиальность пологая, почти горизонтальная. В одном из таких потоков вскрыт контакт липарита с нижележащими породами, которыми являются гиперстеновые андезиты. Между собственно липаритами и андезитами лежит своеобразная брекчия, содержащая обломки липарита и андезита, которая является либо туфобрекчией, отложившейся из «горячей» лавины, либо своеобразной лавовой мореной, подстилающей поток.

Интересно отметить, что между двумя липаритовыми куполами проходит хребтик, сложенный андезитами, находящимися на более высоком гипсометрическом уровне, нежели липариты, что отмечено и в районе хр. Великий Шоллес. По-видимому, экструзия липаритовой лавы происходила в пониженных частях рельефа; на склонах или у подножия вулкана.

В районе хр. Великий Шоллес (Соболев, Костюк, Бобриевич, Горбачевская и др., 1955) выделены два значительных липаритовых массива. Наиболее крупный восточный массив изометрической формы размером  $3,5 \times 4$  км представляет собой, по-видимому, сложный купол, состоящий из нескольких слившихся куполов, как это можно судить по расположению участков с вертикальными и круто падающими плоскостями флюиальности. Значительная залесенность, однако, не позволяет детальнее разобраться в строении этих куполов. Местами можно наблюдать круто падающие контакты липаритов с пирокластической толщей андезитов, т. е. здесь вскрываются уже подземные части куполов с интрузивным характером контакта. Купола, таким образом, несомненно сильно разрушены процессами эрозии, и подземная часть, по-видимому, вскрыта весьма значительно, во всяком случае на глубину более 100 м при общей видимой мощности липаритов более 300 м. Вероятно, эти подземные части куполов представляют собой, так же как в Береговском районе, широкие подводящие каналы, по диаметру мало отличающиеся от диаметра наземной

части куполов, причем можно предполагать слияние нескольких таких каналов.

Для липаритов этого тела характерны как флюидальная, так местами и массивная текстура, последняя — для внутренних частей купола. На западной же и восточной окраинах встречаются также брекчированные липариты. В одних случаях обломки брекчий характеризуются хаотическим расположением, в других случаях линзы и плоские обломки обладают отчетливой ориентировкой. Большая часть липаритов представляет собой расстеклованные разности. Черные смолистые обсидианы встречены лишь в осыпях, причем наблюдаются все переходы от чистых стекол до стекол, весьма богатых сферолитами. Условия залегания этих стекол не выяснены.

Липаритовые туфобрекки обнаружены в виде узкой полосы лишь на северной окраине массива. Тонкозернистые липаритовые туфы слагают небольшое пятно в западной части массива, причем залегают здесь в точках с наиболее высокими отметками.

Второй западный липаритовый массив имеет удлинненную языкообразную форму и вытянут в северо-западном направлении. Здесь в большинстве случаев наблюдаются пологие контакты и видно залегание липаритов на более древних андезитах и дацитах, причем встречается большое количество ксенолитов этих пород. Местами в ручьях наблюдаются окна более древних пород, что на первый взгляд создает впечатление переслаивания. Данный массив представляет собой, по-видимому, небольшой купол, в котором видимая мощность достигает 100 м, и отделившийся от него удлинненный поток сравнительно небольшой мощности.

Лавы массива также большей частью отчетливо флюидальные, реже брекчированные, расстеклованные. Смолистые обсидианы встречены здесь в коренном залегании в нижней части потока, но представлены весьма выветрелой ноздреватой породой, макроскопически похожей на пемзу.

С формированием этого массива связано образование значительного количества стекловатых туфобрекчий и липаритовых агломератов, богатых захваченными обломками более древних андезитов и дацитов. Эти породы, по-видимому, представляют собой отложения горячих лавин, аналогичных горячим лавинам Мон-Пеле, описанным Локруа и Г. С. Горшковым при современных извержениях вулкана Суелича на Камчатке.

В описываемом районе направление горячей лавины было северо-западное, в сторону древнего озера, где туфы перекрывают соответствующие осадочные отложения, которые относятся к паннону (верхний миоцен) или плиоцену, что и определяет возраст извержения.

В литературе уже неоднократно упоминались базальты более молодые, чем андезиты. В частности, именно базальты находятся в верхней части стратиграфической колонки И. Ф. Трусовой, хотя никаких прямых доказательств для определения их относительного положения не приводится. В сводке В. С. Соболева, Н. С. Вартановой и О. Н. Горбачевской (1947) описываются главным образом базальты с. Станово, для которых определены и относительный возраст, и положение в самом низу стратиграфической колонки вулканических пород. Дальнейшие исследования в районе горы Бужоры показали, однако (Соболев, Костюк, Верниковский, 1954), что здесь широко распространены более молодые базальты и андезито-базальты, лежащие выше маркирующего горизонта крупнопорфировых андезитов. Так, в районе с. Каменки крупнопорфировые гиалоандезиты перекрываются непосредственно базальтами, причем потоки этих базаль-

тов хорошо прослеживаются по обоим берегам ручья. Здесь наблюдается чередование нескольких потоков (до 8) плотных лав с лавами брекчированными, имеющими вследствие окисления и обжига кирпично-красный цвет. Общая мощность пачки не менее 35—40 м, мощность отдельных потоков порядка 5 м. Характерной особенностью этих базальтов является содержание значительного количества крупных фенокристаллов моноклинного пироксена (величиной до 1—1,5 см) бутыльно-зеленого цвета, причем и этот пироксен, и соответственно другие фемические минералы отличаются наиболее низкой среди карпатских вулканических пород железистостью. Последнее вместе с некоторыми другими особенностями позволяет утверждать, что излияния этих базальтов происходило из новых вулканических очагов, вскрывавшихся на больших глубинах.

Базальты с крупными вкрапленниками пироксена перекрываются туфами (мощностью около 20 м), после чего наблюдается чередование потоков базальтов и туфов, причем общая мощность толщи, по-видимому, более 500 м. На южных склонах горы Бужоры эта толща перекрывается однообразным по составу и характеру залегания покровом базальтов, который ранее имел широкое площадное распространение, но вследствие эрозии сохранился лишь в самой водораздельной части. Главные направления распространения базальтовых потоков — к югу и юго-востоку. Железистость фемических минералов вверх по разрезу несколько увеличивается, но остается в общем ниже железистости становских базальтов.

Далеко за пределами рассмотренного большого района базальты отмечены в районе Линтуровица и Ильковцы, к северо-западу от р. Латорицы и с другой стороны в районе хр. Великий Шоллес к юго-востоку от Боржавы. У с. Ильковцы установлено налегание базальтов на липаритовые туфы, лежащие поблизости от коренных выходов молодых липаритов. Это позволяет предполагать более молодой возраст всех верхних базальтов по сравнению с липаритами, хотя в районе горы Бужоры эти породы не соприкасаются.

Верхняя толща базальтов и андезито-базальтов выделена в особую — бужорскую свиту (Соболев и др., 1955), основанием которой в районе горы Бужоры можно считать маркирующий горизонт крупнопорфировых андезитов. Возраст этой свиты, вероятно, верхний плиоцен, и излияние этих пород следует относить к наиболее молодой IV фазе карпатского вулканизма. Соответственно главную часть вулканических пород Выгорлат-Гутинского хребта, как более основных, так и кислых, нужно относить к III фазе карпатского вулканизма. Это обстоятельство вместе с несовпадением возрастных данных для береговых вулканических пород, которые приходится относить уже ко II фазе, заставляет высказать предположение, что общая схема вулканизма Карпат является несколько более сложной, чем предложенная М. Кутаном, и здесь нужно говорить не о трех, а о четырех фазах, причем в каждой из первых трех фаз имеется стадия излияния более основных и более кислых лав.

На основании изложенного выше материала в общую схему вулканизма Карпат, составленную М. Кутаном, В. С. Соболев внес некоторые изменения. Он предлагает, в отличие от схемы М. Кутана, не три, а четыре фазы вулканизма, как это показано в табл. 17.

По данной схеме в пределах Украинских Карпат к I фазе вулканизма относятся палеогеновые диабазы Горинчово, Драгово и липаритовые туфы Предкарпатского передового прогиба, туфы нижних горизонтов новоселицкой и солотвинской свит Солотвинской впадины Закарпатской области. Возраст их — гельвет (?) — тортон.

Таблица 17

Фаза вулканизма	Породы	Возраст
IV	Базальты и андезито-базальты Крупнопорфировые андезиты	Верхний плиоцен
III	Липариты и дациты, андезито-дациты	Нижний плиоцен
	Андезиты, андезито-базальты, редко базальты	Средний сармат (?)
II	Липариты Андезиты	Нижний сармат Тортон
I	Липариты Диабазы, андезиты (очень редко)	Верхний олигоцен — нижний миоцен Гельвет — тортон Олигоцен

Вулканические породы Береговского холмогорья относятся ко II фазе по схеме М. Кутана. Петрографически в нижней части они представлены двупироксеновыми гиалоандезитами и обычными андезитами. Среди них встречаются и типичные андезитовые туфы. Общая мощность этой толщи более 300-м. Андезиты перекрываются толщиной осадочных пород, но в восточной части района непосредственно на них налегает мощная толща липаритовых туффов и туфов общей мощностью в несколько сотен метров. Выше липаритовых туфов, в большинстве случаев непосредственно на последних, ложатся липариты, связанные с экструзивной магматической деятельностью, приведшей к образованию ряда куполов, местами расползшихся и дающих небольшие потоки липаритов. К этой же фазе, по-видимому, следует отнести обнаруженные в самое последнее время бурением плагиолипаритовые туфы среди нижнесарматских осадков в пределах Иршавской котловины.

Намеченная В. С. Соболевым III фаза вулканизма проявилась почти исключительно в Выгорлат-Гутинском вулканическом хребте. Сюда относится описанный выше комплекс эффузивных пород гутинской свиты, преимущественно паннонского возраста\*. Нижняя часть разреза сложена главным образом пирокластическими отложениями андезитового состава, имеющими многосотметровую мощность. На них (снизу вверх) располагаются: базальты (становского типа), андезито-базальты и двупироксеновые андезиты, гиперстеновые андезиты с прослоями туфов, сменяющиеся выше в начале группой андезито-дацитов и дацитов, затем липаритами\*\*.

IV фаза в пределах Выгорлат-Гутинского хребта началась, по-видимому, излиянием крупнопорфировых андезитов, выше которых находятся базальты бужорской свиты, венчающей разрез всех вулканогенных образований главной вулканической полосы. По возрасту эти излияния были, по всей вероятности, приурочены к верхнеплиоценовому времени.

\* В. С. Соболев считает возраст образований гутинской свиты паннонским. В настоящее время большинством геологов принимается левантинский возраст. — *Прим. ред.*

\*\* Следует иметь в виду, что наряду с лавами андезитового состава, одновременно могли изливаться липаритовые лавы из отдельных вулканических аппаратов. Очевидно, подобные явления имели место и в пределах Выгорлат-Гутинского хребта, но для такого утверждения пока мало данных.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Как внутри вулканической полосы Закарпатья, так особенно за ее пределами, у внешнего края распространены небольшие гипабиссальные интрузии, с которыми связана ртутная минерализация. Эти интрузии сложены отчасти породами эффузивного облика — андезито-базальтами, андезитами, дацитами, отчасти — типичными гипабиссальными породами — микрогранодиоритами, гранодиорит-порфирами и кварцевыми диоритпорфирами, а также более основными породами — кварцевыми габбродиабазами и долеритами. Возрастное положение этих пород еще не совсем ясно.

В районе Вышково интрузии прорывают сарматские отложения, но по мнению некоторых исследователей, они здесь древнее лав, и последние как будто изливаются на размытую поверхность интрузий. Однако в районе Перечина габбро-диабазы несомненно метаморфизуют андезиты. По мнению В. С. Соболева, все гипабиссальные породы внедряются в лавовую толщу, и остается неясным лишь их возрастное соотношение с бужорской свитой.

В некоторых местах (с. Вышково и др.) установлены отдельные выходы гипабиссальных пород, которые на глубине сливаются в более крупную интрузию. Однако вряд ли можно считать, что мы имеем здесь лишь верхние части крупных абиссальных интрузий гранитоидов, так как внедрение этих пород несомненно происходило в поздний этап развития Карпат, после окончания II фазы складчатости.

Множество небольших интрузий (обычно менее 1 км в поперечнике) было выявлено геофизическими методами и частично вскрыто бурением в Чопской впадине на глубинах от 65 до 130 м. Они перекрываются паннонскими осадками и, возможно, частично перекрывают их. По составу интрузивные породы соответствуют андезитам и андезито-дацитам, и, очевидно, их следует параллелизовать с молодым этапом вулканизма Выгорлат-Гутинской зоны.

Наиболее типичны интрузии, сложенные обычно породами с достаточно раскристаллизованной основной массой, которые уже по структуре с несомненностью следует относить к гипабиссальным породам, распространенным в крайней юго-восточной части Выгорлат-Гутинского хребта (район Вышково), вернее, в области, переходной от края вулканического хребта к Солотвинской впадине.

Для района Вышково характерно развитие разломов северо-восточного направления, т. е. поперечного к основной структуре простираения вулканической гряды, но непосредственная связь расположения интрузий с такими разломами не устанавливается. Интрузии представляют собой небольшие штокообразные массивы, прорывающие всю осадочную туфогенную толщу района, т. е. нижний сармат и паннонские отложения. Размеры отдельных массивов по выходам на земную поверхность меняются от сотен метров до 2—3 км<sup>2</sup>, причем таких штоков известно уже более десятка. Контакты массивов чаще круто падающие, в отдельных случаях с падением под массив 70—80°, ветвистые, реже пологие, в верхней части крупные массивы сводообразные, с пологим падением в контакт.

Интрузии представлены сравнительно кислыми породами, по составу отвечающими дацитами, гранодиоритпорфирам и кварцевым диоритпорфирам. Между ними наблюдаются постепенные переходы, но местами гранодиоритпорфиры как будто бы моложе. Встречаются ксенолиты более основных пород типа габбро-диабазов и долеритов, нередко сильно измененных.

Породы некоторых малых массивов (часто представляющих собой верхние части более крупных массивов) и краевых фаций по структуре обычно неотличимы от эффузивов и могут быть названы андезитами или андезито-дацитами.

Термальное изменение контактов с гипабиссальными интрузиями весьма незначительно. Аргиллиты в непосредственном контакте и на расстоянии 2—3 м от него обычно превращены в плотные роговиковые породы более темного цвета. Микроскопическое исследование показывает, что в таких «роговиках» не развивается никаких высоко-температурных минералов, и они в этом отношении несравнимы с нередко встречающимися ксенолитами роговиков с андалузитом, кордиеритом, шпинелью, корундом и другими минералами, богатыми глиноземом, захваченными магмой и преобразованными на больших глубинах. Иногда создается впечатление, что здесь имеет место филлитизация, т. е. развитие тончайших обычно ориентированных чешуек серицита, но нет уверенности, что это не первичный серицит аргиллитов. Более детального исследования этих пород, которое могло бы обнаружить характер изменения глинистых минералов при обжиге, не производилось. Таким образом, в настоящий момент приходится говорить лишь о незначительности контактового влияния интрузий и отсутствии в приконтактных породах типичных минералов роговиков.

Характерной особенностью многих интрузий как Вышковского, так и других районов, описанных ниже, следует считать развитие своеобразных приконтактных брекчий. В некоторых случаях они развиты у самого контакта и исчезают уже на расстоянии нескольких метров от интрузии. Иногда, как например, возле большой интрузии гранодиоритпорфира (гора Баня), брекчии прослеживаются отдельными жиллообразными полосами в осадочных породах на расстоянии нескольких десятков метров от массива. Наконец, в отдельных случаях связь брекчий с контактом становится неясной, и они заполняют как бы трубообразные тела. Приконтактные брекчии сложены из обломков различных пород, главным образом пород данной интрузии и контактирующих с ней осадочных пород. Так, например, брекчия, залегающая в аргиллитах у упомянутой выше интрузии гранодиоритпорфира, состоит из обломков: 1) типичного гранодиоритпорфира с хорошо раскристаллизованной аллотриоморфнозернистой основной массой, большей частью с сильно серицитизированными плагиоклазами; 2) гранодиоритпорфира эндоконтактового типа с более мелкозернистой основной массой; 3) мелкозернистой породы гипидиоморфнозернистой структуры, которая может быть названа кварцевым диоритом (в коренном залегании нигде не была встречена); 4) измененных диорит-порфиритов, иногда по своей структуре приближающихся к габбро-диабазам; 5) альбитизированных липаритовых туфов; 6) слюдистых аргиллитов, иногда встречающихся в особенно больших количествах; 7) слюдистых алевролитов; 8) песчаников, иногда слюдистых.

Чаще всего размер обломков колеблется от 0,5 до 10 мм, иногда до 5—6 см и более. Кроме обломков пород, встречаются обломки кварца, измененных полевых шпатов. В породе присутствуют вторичный карбонат и пирит. Необходимо подчеркнуть, что в обломках пород и минералов не отмечено следов катаклаза, что особенно хорошо видно в зернах кварца с нормальным погасанием.

В брекчии вблизи другого интрузивного тела (гора Ракош) отчетливый катаклиз также не заметен. Однако в то время как в вышеописанных брекчиях аргиллиты представляют собой обломки без резко заметных вмятин, здесь эти вмятины весьма характерны.

Местами аргиллит становится как бы цементом, включающим обломки других пород и минералов. При переходе от настоящих обломков аргиллита к такому цементу постепенно теряется ориентировка чешуек слюды.

Следует также отметить, что данная брекчия, залегающая в виде большого трубообразного тела, отличается интенсивной измененностью. Макроскопически это плотные, как бы окварцованные породы с участками рыхлого каолина и иногда отчетливой пористостью. Под микроскопом, кроме вторичного карбоната, каолина и тонкоагрегатного кварца местами наблюдается своеобразная турмалинизация.

Далее к северо-западу, в непосредственной близости к вулканическому хребту, ряд небольших интрузий встречен в районах Долгое и Приборжавское (р. Боржава). Мощность отдельных жил достигает 50 м, причем в некоторых случаях по ряду выходов эти жилы удается проследить на расстояние 1—2 км. Падение крутое, простирание меняется, приближаясь к меридиональному. В ряде мест прекрасно удается наблюдать контакты с вмещающей породой, не оставляющие никакого сомнения в интрузивном характере тел. Особый интерес представляет своеобразная жила, которой захвачены крупные ксенолиты аргиллитов, достигающих нескольких метров в поперечнике. При этом как в ксенолитах, так и в боковых породах наблюдается послойное внедрение тонких жилок андезита мощностью несколько сантиметров. Такое послойное внедрение мало характерно для гипабиссальных интрузий и заслуживает особого внимания.

По структуре жильные образования данного района не отличаются от эффузивных пород и за ними с полным основанием сохранены соответствующие названия. Жилы бассейна р. Боржавы (села Долгое и Приборжавское) сложены двупироксеновыми андезитами, местами близкими к андезито-базальтам, а также в одном месте выходит двупироксеновый андезит с крупными кристаллами роговой обманки, описанный (Соболев, Вартанова, Горбачевская, 1947) как эффузивный андезит.

Следуя в пределах той же полосы далее на северо-запад, после значительного перерыва мы встречаем интрузивное тело андезито-базальтов у р. Латорицы (с. Сусково). Тело имеет форму жилы мощностью около 20 м, причем в верхнем контакте отчетливо наблюдается смятие осадочных пород. Глинистые породы палеогенового флиша макроскопически ороговикованы, при микроскопическом же исследовании лишь в ксенолитах таких роговиков отмечены субмикроскопические кристаллики диопсида.

Значительное число интрузий встречено к северу от р. Латорицы в районе с. Оленево. Здесь известно уже более 10 небольших интрузивных тел, прорывающих отложения песчано-глинистого флиша, причем большинство интрузий приурочено к сбросовому нарушению север-северо-восточного простирания, т. е. идущему вкрест простирания пород. Преимущественно они имеют характер крутопадающих штокообразных тел, приближающихся по форме к вертикальным трубкам диаметром от 40 до 100 м. В одном месте несколько таких вертикальных тел на глубине соединяются в одно жилообразное тело широтного простирания. Наряду с телами, выполненными изверженными породами, встречаются также настоящие некки, заполненные вулканическим агломератом.

В приконтактных частях некоторых вертикальных интрузивных тел развиваются своеобразные брекчии, связанные, по-видимому, с позднейшими подвижками самой интрузии, но в некоторых местах имеются и вулканические брекчии, сцементированные изверженной

породой. В районе Оленево, кроме андезитов-базальтов, встречены также типичные интрузивные базальты, слагающие одну из трубообразных интрузий.

Еще далее на северо-запад интрузивные дайки двупироксеновых андезитов, имеющие мощность 20—30 м и прослеженные на расстояние до 200 м, отмечены в районе с. Турьи Реметы.

Несколько иной характер имеют интрузивные породы, выходящие у с. Дубриничи вблизи государственной границы с Чехословакией. Они приближаются к типичным гипабиссальным породам Вышкова, отличаясь почти полным отсутствием вкрапленников, и могут быть названы микрогранодиоритами. В строении района принимают участие песчано-глинистые отложения палеогенового флиша, граничащие на юго-западе с вулканическими породами Выгорлат-Гутинского хребта. Все свиты осадочного комплекса простираются в северо-западном направлении с падением преимущественно на юго-запад и интенсивно дислоцированы. Наряду со складками наблюдаются сбросовые нарушения, обычно имеющие северо-восточное направление, к которым большей частью и приурочены интрузивные массивы. Интрузии прорывают все осадочные отложения района и представлены небольшими телами штокообразной, местами линзообразной формы. Штоки имеют крутопадающие контакты и часто сопровождаются развитием характерных приконтактных брекчий. Размеры этих тел обычно не превышают нескольких десятков метров в поперечнике.

Другие интрузивные тела обладают сравнительно пологим падением порядка 30° и залегают приблизительно согласно в участках, где осадочные породы менее интенсивно дислоцированы. Эти тела прослеживаются на расстоянии нескольких сотен метров и имеют мощность от 20—30 м, которая с глубиной увеличивается до 50—70 м. Контактный метаморфизм, как и в ранее описанных интрузиях, весьма незначителен, но приконтактные брекчии отсутствуют.

В этом же районе, но уже непосредственно в пределах вулканической гряды встречено несколько достаточно крупных (общей площадью 1 км<sup>2</sup>) интрузивных тел габбро-порфиритов и диабазовых порфиритов. Определение их возраста требует дальнейших уточнений. Но уже чисто петрографические наблюдения в шлифах, а именно: последующие метасоматические воздействия на вмещающие андезиты вблизи контакта, выразившиеся в почти полном окварцевании основной массы последних, частичном замещении плагиоклаза и развитии явно вторичного биотита, свидетельствуют о том, что возраст самих интрузий не может быть древнее паннонского.

Если термальный метаморфизм в контактах с интрузиями весьма незначителен, метасоматические изменения главным образом в самых интрузиях, а иногда и во вмещающих породах нередко проявлены весьма интенсивно и захватывают значительные участки. Особенно широко метасоматоз развит в районе с. Вышкова, причем можно выделить два типа изменений: 1) изменения, связанные с воздействием сравнительно низкотемпературных нейтральных или щелочных растворов и 2) изменения, связанные с воздействием кислых растворов. Первый тип особенно интенсивно проявился в интрузиях гранодиорит-порфиритов (горы Бая и М. Ракош), причем по характеру изменений он относится к так называемому околотрещинному метасоматозу по Д. С. Коржинскому, т. е. к наиболее низкотемпературным ступеням процесса пропилитизации. Всюду наблюдается также характерная адуляризация.

Другой тип изменения, особенно широко проявившийся в интрузиях гор Большого и Малого Шаяна (гранодиоритпорфиры переходные к кварцевым диоритпорфиритам), приводит к каолинизации и отчасти

к развитию других глинистых минералов (аргиллитизация). Однако при более детальных исследованиях, проведенных А. И. Славской, выяснилось, что и здесь в той или иной мере происходили процессы адуляризации, на которые, возможно, накладывалась более поздняя каолинизация. Каолинизация наблюдается и в оленевских интрузиях. Интенсивная каолинизация, наряду с адуляризацией, отмечена и в интрузиях района Дубриничи.

Особое место среди метасоматических пород занимают турмалинизированные породы, встреченные в районе Вышкова и в других местах, но без непосредственной связи с интрузиями (Соболев и др., 1953). В самих интрузиях турмалинизация отмечена в микрогранодиоритах с. Дубриничи.

Как уже было отмечено, гипабиссальные интрузии встречаются не только за пределами вулканической гряды, но и в области развития эффузивных пород. Большинство этих интрузий, имеющих форму жил или небольших штоков, сложены здесь породами, ничем не отличающимися по структуре и составу от соответствующих эффузивных пород и описаны вместе с ними. Так, несомненные интрузии дацитов встречаются в районе с. Среднего. Жила андезита или даже андезито-дацита прорывает гиперстеновые андезиты так называемого Росвиговского купола. К югу от р. Латорицы были встречены жильное тело базальта, жилы андезито-базальта и, наконец, мощная жила оливинового андезито-дацита. Простираение последней северо-восточное  $40^\circ$ , угол падения — до  $60-65^\circ$  на юго-восток, мощность достигает порядка 40 м.

В 1954 г. В. В. Золотухиным был обнаружен интрузивный контакт так называемых тисовских дацитов (Черная Гора, карьер у ж.-д. моста), имевших, вероятно (Соболев и др., 1947), куполовидное залегание. В контакте с аргиллитами здесь развита типичная приконтактная брекчия; в зоне местами до 5 м обломки дацита сцементированы перематыми глинами.

Вместе с породами эффузивного облика гораздо реже и здесь встречаются интрузивные породы с более раскристаллизованной основной массой, которые уже по структуре можно было назвать гипабиссальными. Так, в одной из интрузий дацита в районе с. Среднего, где в краевой части мы имеем еще настоящий дацит с микропйкилитовой структурой основной массы, с удалением от контакта порода приобретает облик кварцевого диоритового порфирита, подобного породам района Вышкова.

Описанными выше гипабиссальными телами далеко не ограничивается их распространение в пределах Закарпатья, где имеется, видимо, немалое количество аналогичных интрузий, не вскрытых эрозией, что подтверждается случаями обнаружения указанных тел на глубине горными выработками и буровыми скважинами. Так, одно из таких тел было вскрыто глубокой скважиной «Свалыва-1» в интервале 640—925 м. Порода, по предварительному описанию (Вялов, Дабаган, Витрик, Шакин, 1963), по составу близка к дациту. Вмещающими породами являются переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты и песчаники зеленовато-серого цвета, известковистые, содержащие сенонский комплекс фораминифер.

## МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфические породы Раховского массива и Чивчин состоят главным образом из различных пород, первично осадочное происхождение которых не требует особых доказательств. Кроме того, здесь отмечены метаморфические породы, первично изверженные, что подтверждается условиями залегания, текстурно-структурными и петрохимиче-

скими особенностями, к их числу относятся катаклазированные граниты, ортогнейсы и амфиболиты. Все эти различные исходные породы испытали своеобразный метаморфизм и были преобразованы в разные кристаллические сланцы, наблюдаемые в настоящее время. При этом разнообразии кристаллических сланцев обусловлено, с одной стороны, различным составом исходных как осадочных, так и изверженных пород, а с другой — интенсивностью и типом метаморфизма.

Метаморфические породы Раховского массива и Чивчин несут резко выраженные признаки динамотермального (регионального) метаморфизма разных ступеней.

Так, гнейсово-сланцевые породы белопотокской свиты по своему типу отвечают средней ступени динамотермального метаморфизма, в условиях которого, как известно, одинаково проявляются процессы и деформации, и кристаллизации. При этом происходит одновременная сегрегация кварца, полевых шпатов и слюдяных минералов в чередующиеся прослойки, что обуславливает сланцевые и гнейсовидные структуры, столь характерные для пород гнейсово-сланцевой свиты. Кроме того, широко распространенное в некоторых местах явление роста листочков слюды, биотита и мусковита в слюдяных сланцах поперек сланцеватости, несомненно, указывает на их более позднее образование и полную независимость от процессов, приведших к образованию сланцеватых текстур.

Кварцитовые сланцы являются более устойчивыми и труднее поддаются преобразованию, а поэтому в условиях той же средней ступени динамотермального метаморфизма они достигают лишь стадии катакластического метаморфизма. Это подтверждается широким развитием в указанных породах катакластических текстур полосчатого типа с различно выраженной линзообразной формой вплоть до образования типичных очковых текстур.

Основные изверженные породы в этих условиях метаморфизма преобразованы в амфиболиты, для которых характерно обильное содержание титанита и заметное количество биотита.

Более поздние граниты типа яворникового являются довольно устойчивыми в условиях этого регионального метаморфизма и в них эффект деформации проявился интенсивнее, чем эффект кристаллизации. Поэтому в гранитах типа яворникового процессы регионального метаморфизма средней ступени привели к образованию типичных катакластических, часто очковых текстур.

Породы деловецкой и кузинской свит — карбонатные и различные сланцевые, а также филлиты как по составу, так и по текстурно-структурным признакам полностью отвечают низшей ступени того же динамотермального (регионального) метаморфизма. В условиях этой ступени динамотермального метаморфизма механические деформации проявлены более интенсивно, чем явления кристаллизации. При этом кристаллизация приводит к образованию таких водосодержащих силикатов, как серицит, хлорит, эпидот и других весьма обычных породообразующих минералов в карбонатных, сланцевых породах и филлитах. Вместе с тем важно отметить, что в карбонатных и сланцевых породах эффект кристаллизации проявлен несколько более интенсивно, чем в филлитах. Это подтверждается тем, что мелкозернистые структуры филлитов сменяются более крупнозернистыми в карбонатных породах и сланцах, причем одновременно происходит хотя и не совершенная сегрегация кварца, серицита и хлорита в чередующиеся прослойки.

Основные изверженные породы в этих условиях метаморфизма преобразованы в сланцеватые амфиболиты, в составе которых видную роль играют минералы группы эпидота.

Кислые изверженные породы типа гранит-порфиров, гранитов и кварцевых диоритов в условиях низшей ступени динамотермального метаморфизма преобразованы в ортогнейсы, либо с отчетливыми брекчиевыми (г. Менчул), либо с очковыми (водораздел Шопурки и Косовской) текстурами, либо же они сильно рассланцованы и обнаруживают тонкозернистое строение (гора Камень-Клевка и др.).

Следовательно, карбонатные породы и различные сланцы по своему составу и типу метаморфизма занимают промежуточное положение между метаморфическими породами средней и низшей ступеней динамотермального метаморфизма.

Важно отметить, что породы гнейсово-сланцевой, белопотокской свиты, ранее образованные в условиях средней ступени динамотермального метаморфизма, несут явные признаки регрессивного метаморфизма, или диафтореза. Это подтверждается наличием в этих породах двух рядов парагенетических ассоциаций минералов.

Один из них характеризует более раннюю среднюю ступень динамотермального метаморфизма, и имеет такие парагенезисы:

- а) кварц + олигоклаз + биотит + альмандин — для плагиоклазовых гнейсов;
- б) кварц + мусковит + биотит (ставролит) + альмандин — для слюдяных сланцев;
- в) кварц + (биотит) + (мусковит) + (альмандин) — для кварцитовых сланцев;
- г) роговая обманка + основной плагиоклаз + биотит — для амфиболитов;
- д) кварц + калишпат + олигоклаз + биотит + мусковит — для катаклазированных гранитов.

Другой ряд парагенетических ассоциаций характеризует более поздний метаморфизм, осуществлявшийся уже в условиях более низкой ступени метаморфизма. Типичными для этого ряда являются такие парагенезисы:

- а) кварц + альбит + хлорит + серицит + клиноцоизит — для плагиоклазовых гнейсов;
- б) кварц + серицит + хлорит — для слюдяных сланцев;
- в) кварц + серицит + хлорит — для кварцитовых сланцев.

С этим более поздним метаморфизмом связано развальцевание гнейсово-сланцевых пород белопотокской свиты и образование катакластических текстур полосчатого типа с различно выраженной линзообразной формой, вплоть до образования типичных очковых текстур.

В дальнейшем метаморфические породы Раховского массива и Чивчин уже находились в таких условиях, когда возобновляющиеся процессы метаморфизма хотя и сопровождалась в верхнеюрское — верхнемеловое время внедрением и излиянием основных пород — диабазов, все же запечатлевались преимущественно в чисто динамических преобразованиях без сколько-нибудь значительного изменения минералогического состава. Это подтверждается явлениями дробления и брекчирования метаморфических пород, приуроченных к молодым надвиговым зонам и сбросам, частью захватывающим нижнемеловой флиш.

Таким образом, формирование метаморфических пород Раховского массива и Чивчин представляет собой длительный и сложный процесс, в котором можно различать несколько четко очерченных этапов.

Наиболее древний, докембрийский (рифейский) этап \* характери-

\* Возрастные пределы этапов метаморфизма построены на мнении автора (Л. Г. Ткачука) о докембрийском возрасте пород Раховского кристаллического массива (исключая филлиты кузинской свиты, которые автор относит к верхнему палеозою). — *Прим. ред.*

зуется прогрессивно развивавшимся региональным метаморфизмом средней ступени, сопровождавшимся вторжением в метаморфизируемую толщу осадочных пород основных, а затем кислых магматических расплавов, образовавших мелкие тела габбродиабазов и диабазов, а также гранитов. Эти интрузии и излияния основных пород имели, вероятно, раннеорогенический, а кислых пород — позднеорогенический и гипабиссальный характер и были приурочены к ядрам антиклинальных складок. В дальнейшем указанные магматические породы подвергались воздействию динамотермального метаморфизма и были преобразованы в ортоамфиболиты и катаклазированные граниты яворникового типа.

Второй, палеозойский этап характеризуется также воздействием динамотермального метаморфизма низшей ступени, причем палеозойские породы, испытавшие прогрессивно развивавшийся динамотермальный метаморфизм средней ступени, как ранее образованные более высокометаморфизованные породы гнейсово-сланцевой серии, в условиях того же динамотермального метаморфизма низшей ступени испытали регрессивный метаморфизм, диафторез. Это привело к столь значительным преобразованиям высокометаморфизованных пород, что они в ряде случаев оказались превращенными в типичные диафториты.

Третий, мезозойский этап (верхняя юра — верхний мел) характеризуется преимущественно катакластическим метаморфизмом, сопровождавшимся внедрением и излиянием диабазов, образованием многочисленных сбросов, по которым из глубин земли поднимались рудообразующие растворы, давшие в наиболее благоприятных местах в общем немногочисленные сульфидные рудопроявления свинца и цинка (Кобылецкая Поляна, Камень-Клевка, Обниж и ряд других мест на Раховском массиве, в Чивчинах и зоне Утесов).

Наконец, четвертый, наиболее молодой альпийский орогенез на Раховском массиве и в Чивчинах, как и на территории всех Карпат в целом, проявился главным образом в надвиговых явлениях и в широко распространенной серии сбросов, зон смятий и дроблении пород. Многочисленные сбросы открыли пути, по которым поднимаются и в настоящее время разнообразные по составу минеральные воды.

## ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на многочисленные исследования территории Украинских Карпат, длившиеся около 150 лет, геологическое строение их еще недостаточно изучено. Сложное строение, плохая обнаженность Карпат и целый ряд других особенностей создали трудности, обусловившие появление множества нередко противоречащих одно другому, разных представлений о тектонике Карпат. Следствием этого явились многочисленные схемы тектонического районирования и различная терминология, еще больше усилившие разногласия.

Тектоническое подразделение, разрабатывавшееся румынскими геологами, детализировалось до Румынских Восточных и Южных Карпат, но не распространялось за пределы государственной границы. Точно так же для Западных Чехословацких и Польских Карпат существуют более или менее самостоятельные схемы, хотя здесь увязка производится с гораздо большей степенью вероятности.

Соединяющим звеном между Западными и Румынскими Восточными Карпатами является сравнительно небольшой по протяженности участок Украинских Карпат. Их северный склон до воссоединения западных областей с Украинской ССР изучался польскими геологами, которые распространяли принятое ими деление и на этот участок. Южный склон был исследован очень мало, и представления о развитии в его пределах тектонических зонах сильно менялись, не будучи достаточно обоснованными. Однако если обратиться к схемам, опубликованным в последние годы, то можно увидеть, что в одних случаях именно в Украинских Карпатах оставлены белые пятна, а в других деление дается самое общее, без попытки увязать отдельные зоны.

Изучение Карпат и прилежащих зон было начато советскими геологами в 1939 г. Этот период исследований был вскоре прерван Великой Отечественной войной. Однако и за это время было составлено несколько сводок по геологии западных областей УССР. Конечно, в них не могло еще быть широких обобщений и новых построений. Это были именно сводки литературных данных — всего того огромного материала, который накопился в результате многих десятилетий работы наших предшественников — польских геологов. Для советских геологов эти сводки имели неопределимое значение, так как помогли в дальнейшем, после возобновления исследований, особенно на первых порах, ознакомиться с геологией Карпат.

В 1945 г. геологические исследования в Западных областях УССР возобновились. В том же 1945 г. произошло воссоединение и Закарпатской области, и сразу же здесь были начаты первые работы. Впоследствии эти работы развивались очень быстрым темпом и в результате был получен обширный новый материал как для понимания строения отдельных районов, так и для общих принципиальных выводов. Первоначальные представления, основывавшиеся преимущественно на анализе и обобщении литературных данных, во многом изменились. Были выдвинуты и совершенно новые тектонические схемы.

В период между первой и второй мировыми войнами рассматриваемая территория входила в состав разных государств, и граница между ними, проходившая по Главному карпатскому водоразделу, заставляла ограничиваться непосредственным изучением только какой-то части единой складчатой области и смежных с нею структурных единиц. Тем самым были весьма затруднены и сводные обобщения. После воссоединения западных и Закарпатской областей УССР советские геологи оказались в несравненно лучшем положении, чем их предшественники — польские, чешские, венгерские и румынские геологи. Они могли не только использовать огромный опыт и материалы, накопленные в предыдущий период, но и сами непосредственно изучать всю территорию в целом — все основные структурные единицы и их соотношения — от окраин Русской платформы, через Предкарпатский краевой прогиб, складчатую область Карпат и Закарпатский прогиб — вплоть до начала Паннонского массива. Они могли пересечь всю эту сложную систему тектонических зон, столь разнородных, но и столь тесно связанных между собой в истории развития. Естественно поэтому вскоре последовали и крупные тектонические обобщения, охватывавшие всю территорию. Правда, эти обобщения делались различно, и новые схемы, дававшиеся разными авторами, очень сильно отличались даже в принципе одни от других (см. табл. 18). Сейчас еще существует очень много разногласий, иногда весьма серьезных, многие вопросы остаются нерешенными или спорными, но в итоге можно сказать, что познание геологии Западных и Закарпатской областей УССР очень сильно продвинулось вперед.

В 1946 г. вышла в свет работа М. В. Муратова, в которой была дана на основании литературных материалов новая трактовка структуры Карпат. По его мнению, Восточные Карпаты представляют собой крупный мегаантиклинорий, ядром которого является Мармарошский кристаллический массив, сложенный палеозойскими метаморфическими породами. Его восточное крыло (охватывающее, очевидно, всю флишевую область) сильно осложнено складчатостью и надвигами, переходящими в «покровы». Другое, западное крыло на поверхности не обнажается — оно глубоко погружено и покрыто мощной толщей неогена. Северо-восточное крыло расчленяется на две зоны — Внутреннюю и Внешнюю. Каждая из них представляет собой самостоятельную чешую, переходящую в покров и объединяющую ряд более мелких складок и «покровов». Внутренняя зона соответствует Магурскому покрову польских геологов, а внешняя — Скибовой зоне и опущенной по отношению к ней Центральной Карпатской депрессии. Эта последняя на юго-восток сильно сужается и исчезает под надвигом Внутренней зоны, но затем появляется снова. Таким образом, признавая еще существование покровов, но, видимо, не в такой степени, как это делалось раньше, М. В. Муратов предложил уже принципиально совершенно иную схему тектонического строения Карпат.

Свои идеи М. В. Муратов (1947а) развил в следующей работе. Он охарактеризовал подробнее отдельные тектонические единицы и нарисовал картину главнейших этапов развития Восточных Карпат, начиная с нижнемелового времени. Основное направление развития заключалось в постепенном росте геоантиклинали Восточных Карпат, первоначально имевшей характер узкой кордильеры, но в дальнейшем разросшейся до современного мегаантиклинория. Разломы обусловили асимметричное строение этого мегаантиклинория.

В этой же работе и в специальных статьях М. В. Муратов (1947а, б) касается вопроса о строении и тектоническом положении так называемых экзотических утесов (или «клиппенов», как их до сих пор еще иногда называют) юрских известняков, развитых в определенной

## Сопоставление схем тектонического

О. С. Вялов (1949—1964)		Н. Р. Ладженский (1949—1960)	
Область Предкарпатского краевого прогиба	Внешняя зона	Внешняя зона (Внешнее Предкарпатье)	
	Внутренняя зона	Предкарпатский прогиб (Предкарпатье)	Модрычская подзона
Дрогобычская подзона	Дублянско-Калушская часть		
Калушская полоса		Самборско-Рожнятовская часть	
Самборская полоса		Трускавецкая подзона	
Долинская подзона		Бориславская подзона	
Бориславская подзона			
Майданская подзона			
Карпатская складчатая область	Внешние Карпаты	Скибовая зона	Скиба Береговая
			Скиба Оровская
	Внутренние Карпаты	Зона Береговых Карпат	Скиба Скольская
			Скиба Парашки
			Скиба Зеелянки
Кросненская зона	Зона центральных Карпат		
Дуклянская зона	Карпаты	Зона Магурско-Черногорская	
Дусинская зона		Черногорская зона	
Магурская зона		Раховская зона	
Мрамарошская зона		Пенинская зона	
Утесовая зона			
Область Закарпатского внутреннего прогиба	Выгорлат-Гутинская зона (Вулканическая)	Закарпатский прогиб (Закарпатье)	Зона Вулканических Карпат
	Солотвинская зона		Зона Солотвинско-Мукачевская
	Чопская зона		Зона Береговская
	Окраина Венгерского срединного массива		Зона Косинская

Таблица 18

## районирования Украинских Карпат

А. А. Богданов  
(1949—1953)В. И. Славин  
(1947—1959)

Предкарпатский краевой прогиб	Внешняя зона	Карпатский краевой прогиб	Зона северо-восточного крыла
	Внутренняя зона		Центральная зона
			Зона юго-западного крыла
Складчатая область Восточных Карпат	Внешняя антиклинальная зона	Зона Внешнего антиклинория	Береговая подзона Оровская подзона Скольская подзона Подзона Парашки Подзона Зелемянки
	Центральная синклиальная зона		Центральная синклиальная подзона
	Внутренняя антиклинальная зона	Зона Центральнокарпатских структур	Петрошско-Горганская антиклинальная подзона
	Кристаллическое ядро Восточных Карпат		Полонинская (мугарская, синклиальная подзона)
		Зона Главного антиклинория	
Закарпатские миоценовые впадины	Зона Выгорлат-Гутинского хребта	Закарпатская внутренняя впадина	Вулканический (Выгорлат-Гутинский) хребет
	Верхнетисенская		Верхнетисенская
	Чоп-Мукачевская		Чоп-Мукачевская
	Венгерский срединный массив		

зоне в Закарпатье. Эта Утесовая зона, как известно, протягивается далеко на запад — до Венского бассейна — вдоль внутреннего края флишевой области.

По мнению М. В. Муратова, полоса утесов, являясь непосредственным продолжением Мармарошского массива — ядра Карпатского мега-

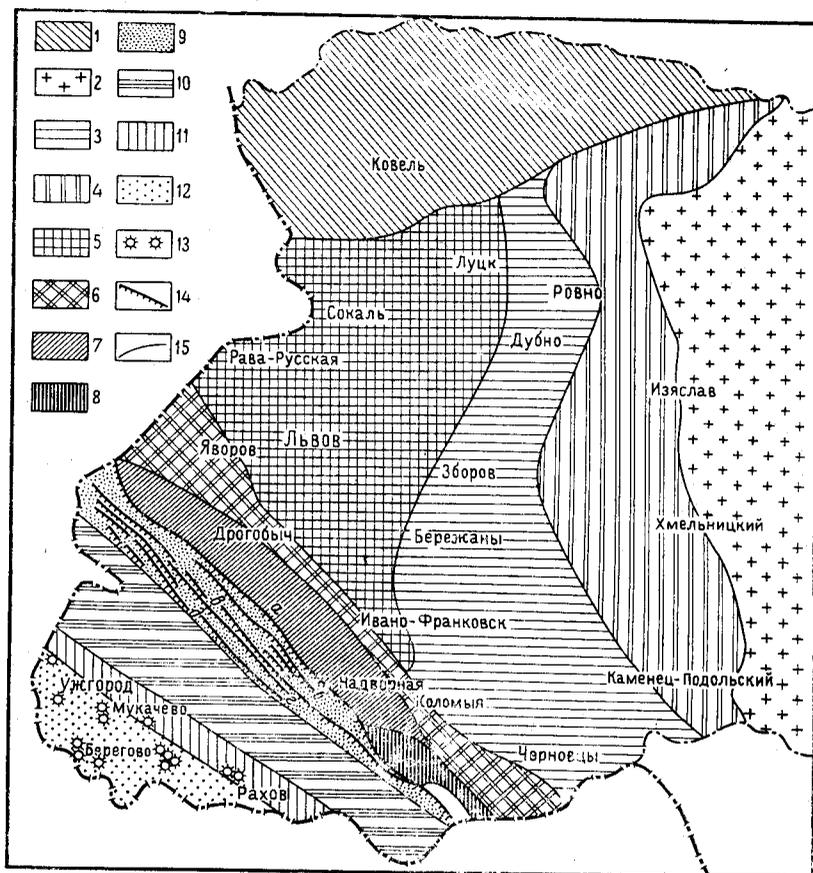


Рис. 64. Тектоническая схема районирования западных областей Украины. Составил В. И. Славин

1 — Белорусский массив; 2 — Украинский щит. Зона склонов массива с подзонами: 3 — внешний склон; 4 — внутренний склон; 5 — Львовская мезозойская мульда. Альпийская складчатая область. Карпатский краевой прогиб с подзонами: 6 — внешнее крыло; 7 — центральная часть; 8 — внутреннее крыло; 9 — зона Внешнего антиклинория с подзонами (а — Береговая, б — Оровская, в — Скольская, г — Парашки, д — Зелеманки); 10 — зона Центрально-Карпатских структур с подзонами (а — Центральная синклиналиная, б — Петрашко-Горганская антиклинальная, в — Полонинская синклиналиная); 11 — зона Главного антиклинория; 12 — Закарпатская внутренняя впадина с подзонами (а — Чоп-Мукачевская, б — Верхнетисенская); 13 — центры вулканических извержений; 14 — надвиги; 15 — границы зон

антиклинория — имеет антиклинальное строение. Известняковые утесы представляют собой не тектонические отторженцы, а ядро антиклинали, выступающее в местах воздымания ее оси.

С 1947 г. В. И. Славиным было опубликовано несколько работ, посвященных тектоническому районированию Восточных Карпат. В. И. Славин (1959а) в пределах западных областей Украины выделяет такие области и зоны (рис. 64):

1. Русская платформа.

II. Альпийская складчатая область с тремя крупными тектоническими единицами:

- 1) Карпатским краевым прогибом,
- 2) Карпатской мегаантиклиналью (по М. В. Муратову),
- 3) Закарпатской миоценовой впадиной.

Зона Карпатского краевого прогиба делится на три части: Южную подзону, скрытую под надвигом Внешнего антиклинория, Центральную, развитую на герцинском фундаменте, и подзону платформенного крыла, развитую на окраине Русской платформы.

В свою очередь в связи со сложной и неодинаково выраженной историей колебательных движений, магматизма и складчатости, в мегаантиклинории выделяются три тектонические зоны: Внешнего антиклинория, Центральная зона (или зона Центральнокарпатских структур) и зона Главного антиклинория, или осевая часть мегаантиклиналя.

В зоне Центральнокарпатских структур выделены три подзоны: 1) Центрального синклинория (Центральнокарпатская депрессия К. Толвинского), 2) Петрошко-Горганская антиклинальная подзона и 3) Полонинская синклиналичная подзона.

В Главном антиклинории автором выделяются две антиклинали: 1) Мрамарошская и 2) Драгово-Новоселицкая, разделенные синклиналью.

Закарпатская впадина развилась на разнородном фундаменте: частично — на месте более древнего прогиба, частично — на южном крыле Главного антиклинория и частично — на Паннонском массиве.

Разломы юго-восточного направления в районе г. Хуста разделяют зону Закарпатского прогиба на две впадины (подзоны): Чопскую и Солотвинскую.

В 1948—1949 гг. появились важные и интересные работы М. В. Муратова и А. А. Богданова с новым тектоническим районированием. В принципе в них развиваются описанные уже выше взгляды М. В. Муратова, нашедшие отражение в его первых работах. Особенно знаменательным событием явилось опубликование тектонической схемы А. А. Богданова (1949), которая вскоре была принята очень большим количеством геологов, работающих в Карпатах, и вошла в ряд справочников и руководств (рис. 65). После ее опубликования резко наметилось два различных направления в развитии представлений о тектонике Карпат. Одно направление — принципиально новое — в соответствии с взглядами А. А. Богданова, М. В. Муратова и В. И. Славина и другое — основанное на дальнейшей разработке существовавших ранее представлений наших предшественников, хотя подчас и со значительными изменениями этих представлений. Странниками этого направления являются О. С. Вялов и Н. Р. Ладыженский. Ниже дается краткое изложение схемы А. А. Богданова (Богданов, Высоцкий, Пушаровский, 1954).

«В пределах Восточных Карпат выделены три крупные тектонические зоны, отличающиеся характером разреза меловых и палеогеновых отложений и типом тектонических нарушений:

- 1) Внутренняя антиклинальная зона, ядром которой является Мрамарошский массив кристаллических пород, характеризующаяся сложными разорванными складками различной величины и ориентировки;
- 2) Центральная синклиналичная зона («Центральная депрессия» Толвинского), отличающаяся килевой формой антиклиналей, разделенных широкими и плоскими синклиналями;
- 3) Внешняя антиклинальная зона («Скибовая» зона польских геологов), расчлененная на ряд чешуй, имеющих различное строение в разных ее частях. Мощность и фации меловых и палеогеновых отложений изменяются в пределах Восточных

Карпат в зависимости от размеров и истории развития перечисленных крупных тектонических элементов.

С северо-востока к Карпатам примыкает глубокий краевой прогиб, выполненный мощной толщей миоценовых отложений. В его пределах выделяются две зоны: 1) Внутренняя, скрывающая под собой погребен-

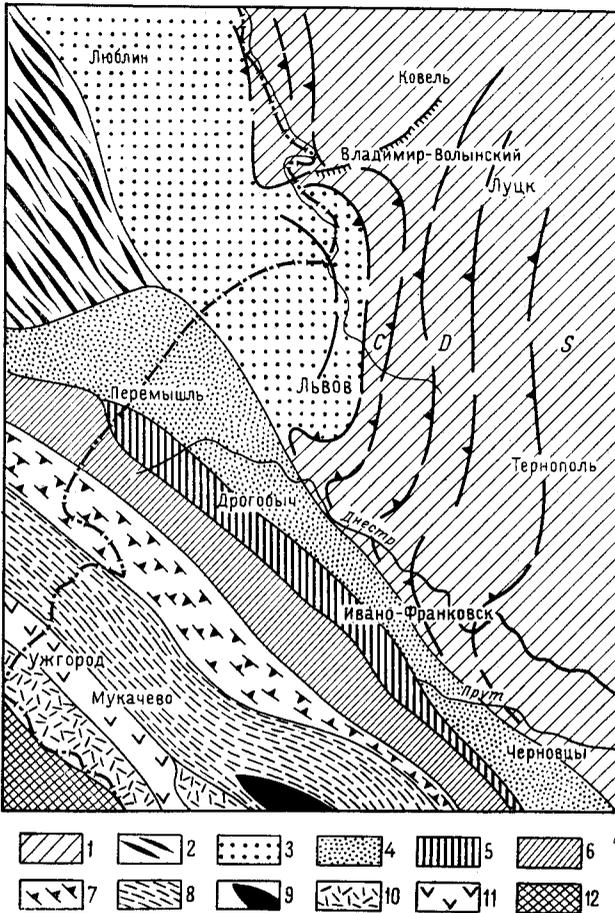


Рис. 65. Тектоническая схема западных областей Украинской ССР (по А. А. Богданову)

1 — Русская платформа; 2 — Герцинская складчатая зона; 3 — герцинский краевой прогиб, прикрытый Львовско-Люблинской меловой мульдой; 4 — Внешняя зона Предкарпатского краевого прогиба; 5 — Внутренняя зона Предкарпатского краевого прогиба; 6 — Внешняя антиклинальная зона Восточных Карпат; 7 — Центральная синклиналильная зона Восточных Карпат; 8 — Внутренняя антиклинальная зона Восточных Карпат; 9 — кристаллическое ядро Восточных Карпат; 10 — Закарпатские неогеновые впадины; 11 — неогеновый вулканический пояс Закарпатья; 12 — Венгерский срединный массив

ные складки окраин Карпат, заполненная смятыми в сложные складки ниже- и среднемиоценовыми образованиями; 2) Внешняя, развивавшаяся на окраине Русской платформы, характеризующаяся преобладанием полого дислоцированных отложений миоцена (тортона — сармата), залегающих на размытой поверхности верхнемеловых отложений платформы.

Краевой прогиб отделяется от платформы системой флексур, отражающих глубокие разломы фундамента. Внешняя и Внутренняя зоны

прогиба также разделяются крупными флексуорообразными уступами, которые в ряде мест осложнены надвигами.

По внешнему краю Карпат широко распространены чешуйчатые надвиги, в некоторых местах создающие перемещения разорванных частей складок на 8—12 км. Надвиги развиты и во внутренних частях горного сооружения. Все они являются осложнениями крупных складок и закономерно обращены от крупных поднятий в сторону глубоких впадин. Несмотря на широкое развитие надвигов, никаких шарьяжей в пределах Восточных Карпат не существует.

В результате проведенных работ выяснено, что за поверхности шарьяжей принимались трансгрессивные контакты или случайные комбинации разнотипных надвигов и крыльев опрокинутых складок. В ряде случаев линии фронта покровов оказались просто, без всяких оснований, изображенными на старых картах, не будучи подкреплены никакими даже косвенными данными. Так, например, фронт «Магурской плещины» (с карты Свидзинского) идет под углом к простиранию свит, рассекая отлично сохранившиеся складки, не испытывавшие никаких перемещений, затем переходит на границы трансгрессивно лежащих слоев и т. д.

Личное знакомство с Карпатами позволило авторам данной работы убедиться в полной несостоятельности и порочности гипотезы шарьяжей. Часто плохо обнаженные, сложенные чрезвычайно трудно расчленяемыми толщами терригенного флиша, интенсивно смятого в складки, Карпаты являются очень сложным объектом для картирования. Незаработанность стратиграфии, отсутствие у геологов, ранее изучавших эту область, хороших топографических карт, отсутствие картировочных горных выработок — все это создало предпосылки для широких экстраполяций и необоснованных построений. В этой связи гипотеза шарьяжей была для многих съемщиков своеобразным якорем спасения».

На тектонической карте, составленной А. А. Богдановым, имеются следующие подразделения:

I. Русская платформа (с Львовской мульдой).

II. Предкарпатский краевой прогиб: 1) Внешняя зона прогиба, разделенная на сильно опущенную (северо-западную) и слабо опущенную (юго-восточную) части, 2) Внутренняя зона прогиба с выделенными особо участками поднятого складчатого основания (Покутские складки и др.).

III. Складчатая область Восточных Карпат: 1) Внешняя антиклинальная зона, 2) Центральная синклиналильная зона, 3) Внутренняя антиклинальная зона с ядром в виде Мармарошского массива.

IV. Закарпатские впадины: 1) Чоп-Мукачевская, 2) Верхнетиссенская, 3) зона распространения миоценовых и плиоценовых вулканических пород.

V. Венгерский срединный массив.

Кроме того, нанесены оси антиклинальных складок, брахисинклинали и купола, соляные купола, наложенные мульды, надвиги, центры вулканических излияний и др.

Разделение Предкарпатского прогиба на Внешнюю и Внутреннюю зоны в настоящее время общепринято.

От изложенных выше схем тектонического районирования М. В. Муратова, А. А. Богданова и В. И. Славина принципиально отличаются схемы, созданные Н. Р. Ладыженским и О. С. Вяловым. Тектонические представления Н. Р. Ладыженского и О. С. Вялова основаны на дальнейшей разработке существовавших ранее взглядов на тектонику Карпат, которые указанными авторами были подчас значительно изменены. Необходимо отметить, что и схемы Н. Р. Ладыженского и О. С. Вялова

несколько различаются между собой не только названиями выделенных зон, но и положением их границ.

Н. Р. Ладыженский выделяет следующие тектонические области (рис. 66):

- I. Юго-западную окраину Русской платформы.
- II. Предкарпатский передовой прогиб, или Предкарпатье.
- III. Карпаты.
- IV. Закарпатский прогиб (Закарпатье).

В Предкарпатье Н. Р. Ладыженский выделяет, как и все другие исследователи, две основные зоны:

1) Внешнюю зону Предкарпатского прогиба, или Внешнее Предкарпатье и

2) Внутреннюю зону Предкарпатского прогиба, или Складчатое Предкарпатье. Эта зона подразделяется на три подзоны: Бориславскую, Трускавецкую и Модрычскую. Последние отличаются от подзон Бориславской, Долинской и Дрогобычской, выделенных О. С. Вяловым, не только названием, но также распространением. Модрычская подзона дизъюнктивом делится на две части: Самборско-Рожнятовскую и Дублянско-Калушскую.

Отложения Бориславской подзоны Внутренней зоны передового прогиба были сорваны со своего субстрата и надвинуты на Трускавецкую подзону. В ряде мест отложения этой последней также собраны в складки и верхними частями юго-западной стороны запрокинуты на отложения Бориславской подзоны (при общей опрокинутости к северо-востоку сводовая часть опрокинута к юго-западу). Как и большинство авторов, Н. Р. Ладыженский причисляет Покутские Карпаты к Бориславской подзоне.

Складки Трускавецкой подзоны также сорваны со своего субстрата (пра-Карпат) и надвинуты на складки Модрычской подзоны. Однако самая юго-западная складка Модрычской подзоны во многих местах запрокинута на северо-восточные складки Трускавецкой подзоны. Сама Модрычская подзона надвинута на полого залегающие отложения Внешнего Предкарпатья.

В юго-восточном направлении суживаются полосы Трускавецкой и Модрычской подзон, и они постепенно уходят под покровы — сначала Модрычская — под покров Трускавецкой подзоны, а затем эта последняя — под покров Бориславской подзоны.

Поэтому под Покутскими Карпатами, составляющими Бориславскую подзону, можно ожидать присутствие перекрытой ими Трускавецкой, а еще ниже — Модрычской подзоны.

Вся территория Внешнего Предкарпатья (Внешней зоны передового прогиба) по представлениям Н. Р. Ладыженского пересечена разрывами продольного и поперечного направления; нередки также косые разрывы. Системой таких разрывов Внешнее Предкарпатье разбито на целый ряд блоков, смещенных в вертикальном направлении в отношении друг друга, причем амплитуда перемещения блоков достигает иногда нескольких сотен метров.

Сочленение Внешнего Предкарпатья с Русской платформой происходит по разрывам, кверху затухающим и в ряде мест переходящим в флексуры.

В Флишевых Карпатах выделены зоны:

- 1) Береговых Карпат;
- 2) Центральных Карпат;
- 3) Магурско-Черногорская с подзоной Ужок-Дуклянских складок;
- 4) Пенинская;
- 5) Вулканических Карпат.

Зона Береговых Карпат Н. Р. Ладыженским (вслед за К. Толвинским) расчленяется на скибы: Береговую, Оровскую, Скольскую, Парашки и Зелемянки. Скибы надвинуты одна на другую в северо-восточном направлении. Береговая скиба перекрывает юго-западную часть Бориславской подзоны Складчатого Предкарпатья, на скибу Зелемянки надвинуты с юго-запада отложения Центральных Карпат.

В пределах Центральных Карпат автор выделяет целый ряд складок и чешуй и отмечает, что как в тектонике, так и в стратиграфии этой зоны имеется еще много дискуссионных вопросов. По результатам его последних исследований в зоне Центральных Карпат выявлен ряд тектонических останцев Магурско-Черногорской зоны и одним из них является останец Сморж.

В пределах Магурско-Черногорской зоны Н. Р. Ладыженский выделяет ряд чешуй и сложных разнотипных складок.

Следующая зона — Пенинская — отделена от Магурско-Черногорской региональным продольным дизъюнктивом. Она отвечает Утесовой, Мармарошской и Раховской зонам схемы О. С. Вялова.

По мнению Н. Р. Ладыженского, некоторые полосы выходов юрских известняков в пределах Пенинской зоны являются более приподнятыми участками домеловых отложений, подстилающих карпатский флиш образований пра-Карпат. Домеловые выходы Раховского массива и Чивчинских гор также, по его мнению, можно считать наиболее приподнятыми участками пра-Карпат. Автор, однако, не разделяет мнения, что это выступы «крупного карпатского антиклинория». Он придерживается взгляда, что Карпаты расчленены на ряд самостоятельных тектонических зон, из которых каждая, а особенно внутренние (в пределах Украинских Карпат — более юго-западные) могут иметь приподнятые участки пра-Карпат. Зоны эти осложнены региональными надвигами, причем амплитуда таких надвигов более значительна в верхних флишевых образованиях по отношению к нижним пра-карпатским образованиям. В результате этого флишевые образования, оторвавшись от своего субстрата — пра-Карпат, передвинулись по ним на некоторое расстояние в северо-восточном направлении (имеется в виду украинская часть Карпат).

Следовательно, наиболее приподнятые участки этих пра-Карпат могут быть перекрыты надвинутыми на них флишевыми отложениями не только данной, но даже и более юго-западной зоны. Для того чтобы увязать флишевые отложения данной зоны с отвечающими им образованиями пра-Карпат, требуется еще много данных, которые в настоящее время отсутствуют. В отношении Пенинской зоны нет основания считать, что флишевые образования сорваны со своего пра-карпатского основания.

Принимая Пенинскую зону за юго-восточное продолжение пенид на территории Польши и Чехословакии, Н. Р. Ладыженский считает, что юго-восточное продолжение выделенных там зон татрид, гранид и гемерид в Закарпатье находится под отложениями неогеновых моласс и эффузивов.

Зона Вулканических Карпат условно отнесена Н. Р. Ладыженским (по геоморфологическому признаку) к Карпатам.

Закарпатский прогиб с некоторой условностью автор расчленяет на три зоны: 1) Мукачевско-Солотвинскую, 2) Береговскую и 3) Косинскую. Первую из зон — Мукачевско-Солотвинскую — Н. Р. Ладыженский делит на две самостоятельные части — Мукачевскую и Солотвинскую впадины, разделенные Вулканическими Карпатами. Все эти три зоны ограничены глубокими тектоническими разрывами.

В 1949 г. была опубликована работа О. С. Вялова, посвященная структуре Карпат и Закарпатской области УССР. Представленная в этой работе схема деления Восточных Карпат на тектонические зоны основана на анализе литературных материалов и на личных наблюдениях, заставивших автора принять многие существовавшие ранее представления, хотя и с некоторыми изменениями. Принципиально эта схема была очень близка к схемам польских и чешских геологов.

В 1953 г. О. С. Вяловым снова была опубликована общая схема структурного деления западных областей УССР. Здесь были несколько развиты положения, выдвинутые в его первой схеме 1949 г. Отличие от первой схемы заключается в иной терминологии, принятой для более дробных подразделений Предкарпатского краевого прогиба.

Эта схема имела следующий вид:

I. Область Русской платформы (ее юго-западная окраина или Подольская плита).

II. Область Предкарпатского краевого прогиба.

1. Внешняя (северная) зона. Развивалась на платформенном основании, причем была вовлечена в погружение и присоединилась к области прогиба только в нижнем тортоне. Нижний комплекс моласс отсутствует.

2. Внутренняя (южная) зона. Развивалась на геосинклинальном основании и в палеогеновое время еще входила в состав флишевой карпатской геосинклинальной области. Погружение, формирование прогиба началось с воротыщенского века (нижний миоцен), сразу после первой фазы карпатской складчатости. Характеризуется весьма интенсивной линейной складчатостью, впрочем, к северу постепенно ослабевающей. Развита полный молассовый комплекс (нижние и верхние молассы).

а) Дрогобычская (северная) подзона, в которой выходят на поверхность наиболее молодые отложения — стебникские, баличские, а местами и галицкие (гельвет—нижний сармат);

б) Долинская (средняя) подзона, на поверхности слагается преимущественно образованиями воротыщенской серии;

в) Бориславская (южная) подзона, тектонически наиболее приподнятая. В ней местами вскрываются флишевые толщи, т. е. основание прогиба. Эта подзона прогиба на большем своем протяжении перекрывается краевым надвигом Скибовой зоны и только в нескольких местах, в том числе и в Покутских Карпатах, появляется на поверхности. Внешняя и внутренняя зоны краевого прогиба разделены крупным региональным надвигом.

III. Карпатская складчатая область.

1. Внешние Карпаты.

а) Скибовая зона. Выделяется ряд крупных чешуй — скиб, надвинутых одна на другую с юга на север (Береговая, Оровская, Скольская, Парашки, Зелемянки). В некоторых случаях одна чешуя нацело перекрывает другую (например, к востоку от р. Быстрицы Солотвинской Скольская скиба исчезает под скибой Парашки);

б) Кросненская зона. Ее северный край проводится не по извилистой границе распространения пород кросненской серии, как это во многих случаях делают, а по примерно намеченной границе последней южной скибы Зелемянки. Вследствие этого район Ворохты и Верховины отнесен к Скибовой зоне. Границу точно установить трудно, так как на юге Кросненская зона отделена от Магурской зоны надвигом, по-видимому, имеющим региональное значение. В верховьях Тисы она совершенно исчезает под надвинутой на нее Магурской зоной.

2. Внутренние Карпаты.

а) Магурская зона. Очень сильно отличается от обеих предыдущих зон в фациальном отношении;

б) Раховская зона. Появляется только в виде небольшой полосы в крайней юго-восточной части территории СССР. Выделена условно на основании того, что в Румынии сильно расширяется и образует самостоятельную полосу развития черного нижнемелового флиша. Остается неясным, не относится ли она к Мармарошской зоне;

в) Мармарошская зона. Древний кристаллический субстрат высоко приподнят и выведен на поверхность, но дальше на северо-запад погружается под более молодые флишевые образования. По тектоническому контакту у северного края в нескольких местах появляются кристаллические породы и известняковые утесы (северная полоса утесов);

г) Утесовая (или Пенинская) зона. Прослеживается в виде узкой полосы через все Западные и Восточные Карпаты, где отделяет складчатую флишевую область от так называемых Центральных массивов. Для нее характерно появление в виде тектонических отторженцев (но отнюдь не в виде остатков покровов из других зон) утесов и целых массивов юрских известняков.

IV. Область Закарпатского внутреннего прогиба. Находится на продолжении по простирацию системы Центральных массивов Западных Карпат (татриды и др.), погруженной здесь по крупным разрывам на большую глубину и перекрытой сравнительно слабо дислоцированными образованиями неогена. Более дробное расчленение прогиба пока не может быть основано на чисто тектонических принципах.

а) Выгорлат-Гутинская зона. Пояс молодых вулканических пород, связанных с проходящими здесь крупными разломами, местами почти совпадающими с простираем складчатости, но нередко пересекающими складки под косым углом или даже поперек;

б) Солотвинская зона. Сложена мощной молассовой серией неогена, образующей обычно пологие спокойные складки. Местами — резкое проявление соляной тектоники;

в) Чопская зона. На глубине, вероятно, также имеет пологоскладчатое строение и принципиальных тектонических отличий от Солотвинской впадины здесь, очевидно, нет. Четвертичные отложения почти на всей площади Чопской равнины скрывают более древние образования, которые только в нескольких местах (например, около г. Берегова) обнажаются на поверхности.

На юге Чопская зона примыкает к Венгерскому срединному массиву, превратившемуся в паннонское время в область глубокого погружения.

Необходимо отметить, что огромный фактический материал, полученный за последние годы большим коллективом советских геологов в результате глубокого и всестороннего изучения Украинских Карпат, поставил под сомнение некоторые положения приведенной выше схемы, с чем согласен и ее автор. Так, большинство геологов, признавая, что геологическая изученность Внутренних Карпат находится еще на довольно низком уровне, все же считают доказанным отсутствие (затухание) Магурского надвига на территории Украинских Карпат, а южную границу зоны Кросно с соседней зоной — нормальной, лишь местами осложненной надвигами, имеющими локальное развитие.

Таким образом, Магурская зона, выделяемая ранее некоторыми геологами по всему юго-западному склону Украинских Карпат, должна быть ограничена лишь пределами Магурского надвига, т. е. небольшим отрезком вблизи западной границы Закарпатья. Остальная же территория бывшей «зоны Магуры» представляет собой какую-то новую зону, вышедшую из-под Магурского надвига.

Эту зону О. С. Вялов предлагает разделить на две самостоятельные единицы, выделив в ее западной части (бассейне р. Уж) Дусинскую зону, в восточной (бассейн р. Тисы) — Черногорскую зону, а центральную часть, сочленение этих зон, оставить пока на схеме белым пятном, ввиду того что характер сочленения их не изучен, и границу между ними провести не представляется возможным. Для такого категоричного расчленения бывшей «зоны Магуры» на две самостоятельные единицы нет достаточных данных. В соответствии со схемами большинства исследователей эта зона представляет собой единую сложно построенную структурную единицу с присущими ей характерными чертами строения. Скорее всего, здесь может идти речь о расчленении указанной зоны на отдельные части (может быть блоки) — западную—Дусинскую подзону (или блок) и восточную — Черногорскую, в соответствии с чем эту зону можно именовать, как уже предлагалось некоторыми геологами (в том числе несколько ранее и О. С. Вяловым), Черногорской, или Дусинско-Черногорской. Невозможность проведения между этими единицами границы вынуждает нас в дальнейшем описании пользоваться обобщающим термином и называть эту зону Дусинско-Черногорской вопреки расчленению, данному О. С. Вяловым в главе III.

В последнее время полоса Ужок—Дуклянских складок, заключенных между Кросненской и Черногорской зонами, выделяется по предложению О. С. Вялова (1960а) в самостоятельную Дуклянскую зону.

Таким образом, схему тектонического районирования Украинских Карпат, составленную О. С. Вяловым, с учетом вышеприведенных поправок, можно представить в следующем виде (см. рис. 14).

#### I. Область Предкарпатского краевого прогиба

1. Внешняя зона
2. Внутренняя зона
  - а) Дрогобычская подзона
  - б) Долинская подзона
  - в) Бориславская подзона.

#### II. Карпатская складчатая область

1. Скибовая зона
2. Кросненская зона
3. Дуклянская зона
4. Дусинско-Черногорская зона
5. Магурская зона
6. Раховская зона
7. Мармарошская зона
8. Утесовая зона

#### III. Область Закарпатского внутреннего прогиба

1. Выгорлат-Гутинская зона
2. Солотвинская зона (впадина)
3. Чопская зона (впадина).

#### IV. Окраина Венгерского срединного массива.

Ниже приводится характеристика каждой из выделенных тектонических единиц.

**Область Предкарпатского краевого прогиба\*.** Строению Предкарпатского краевого прогиба посвящена обширная литература советских геологов, в течение ряда лет занимающихся изучением этой сложно построенной тектонической области. Большой вклад в дело геологического изучения Предкарпатского прогиба внесли в последние годы работы О. С. Вялова (1955а), Н. Р. Ладыженского (1955), В. В. Глушко

\* Составлено Н. Р. Ладыженским. Незначительные поправки и дополнения даны редколлегией. — *Прим. ред.*

(1958), В. В. Глушко и др. (1963), В. С. Бурова и В. В. Глушко (1960), И. Д. Гофштейна (1961а), Г. Н. Доленко (1957), А. Е. Михайлова (1951), А. Е. Михайлова и Д. П. Найдина (1954), А. С. Муромцева (1958), В. И. Славина (1958а), В. Б. Соллогуба (1955, 1959), Ю. М. Пущаровского (1958), В. Н. Угробина (1958, 1959а, 1960а), М. В. Бойчука (1962) и др.

Область Предкарпатского краевого прогиба расположена между юго-западной окраиной Русской платформы и складчатыми сооружениями Карпат. Она сформировалась как самостоятельная тектоническая единица в миоцене. Эта область представляет собой типичный предгорный прогиб, образовавшийся у подножия молодой воздымающейся складчатой страны, которая возникла на месте мезозойской и палеогеновой флишевой геосинклинали. Однако не вся геосинклинальная область после первой карпатской фазы складчатости начала подниматься — северная ее часть оказалась включенной в прогибающуюся зону.

В соответствии со строением фундамента прогиба различаются две его части — эпигеосинклинальная, развившаяся на мезозойском и палеогеновом складчатом геосинклинальном основании, и эпиплатформенная, возникшая на месте альпийской платформы, включавшей палеозойские складчатые цепи и окраину древней платформы.

В настоящее время принято предложенное А. А. Богдановым деление Предкарпатского прогиба на Внешнюю и Внутреннюю зоны, которые пространственно совпадают с эпиплатформенной и эпигеосинклинальными частями прогиба. Основные различия между этими зонами заключаются в более раннем образовании Внутренней зоны, в заполнении ее всем комплексом моласс как нижних, так и верхних, и в развитии резко выраженной складчатости линейного типа. Внешняя зона начала формироваться гораздо позднее — только в нижнем тортоне, и в ней нижний молласовый комплекс не отлагался. Здесь отсутствует сколько-нибудь значительная складчатость и отмечаются лишь очень пологие широкие куполообразные структуры, обычно разбитые сбросами.

Внешняя и Внутренняя зоны разделены крупным дизъюнктивным нарушением (надвигом), по которому расположенные с юго-западной стороны отложения, слагающие Внутреннюю зону Предкарпатского прогиба, надвинуты в северо-восточном направлении на отложения Внешней зоны Предкарпатского прогиба. Амплитуда надвига не менее 15 км.

Внешняя зона Предкарпатского прогиба. Северо-восточная граница Внешней зоны Предкарпатского прогиба проводится разными геологами по-разному. Некоторые исследователи, особенно геофизики, проводят эту границу по линии, вдоль которой юго-западная сторона резко опущена, причем здесь они имеют в виду фундамент, сложенный отложениями мезозоя и палеозоя. Таким образом, мощность миоценовых моласс, перекрывающих этот субстрат по юго-западной стороне, значительно возрастает по сравнению с их мощностью по северо-восточной стороне границы. Эта линия местами (в окрестностях Калуша, к югу от Ивано-Франковска, к югу от Коломыи и юго-восточнее Косова) настолько передвинута к юго-западу, что частично перекрывается Внутренней зоной Предкарпатского прогиба.

Несколько условно за эту границу принимается линия, к северо-востоку от которой находятся обнажения гипсоангидритового горизонта или же меловые отложения Подольской плиты, а к юго-западу — перекрывающие их отложения моласс галицкой серии.

Нет четкости и в определении границы между Внешней и Внутренней зонами Предкарпатского прогиба. Зачастую ее передвигают слишком далеко к юго-западу. Эта погрешность встречается чаще всего у геофизиков. Наиболее яркое подтверждение этого содержится в статье В. Б. Соллогуба (1955). Он отбивает эту границу по сейсмическим данным в месте, где пра-карпатское\* основание сильно погружается по

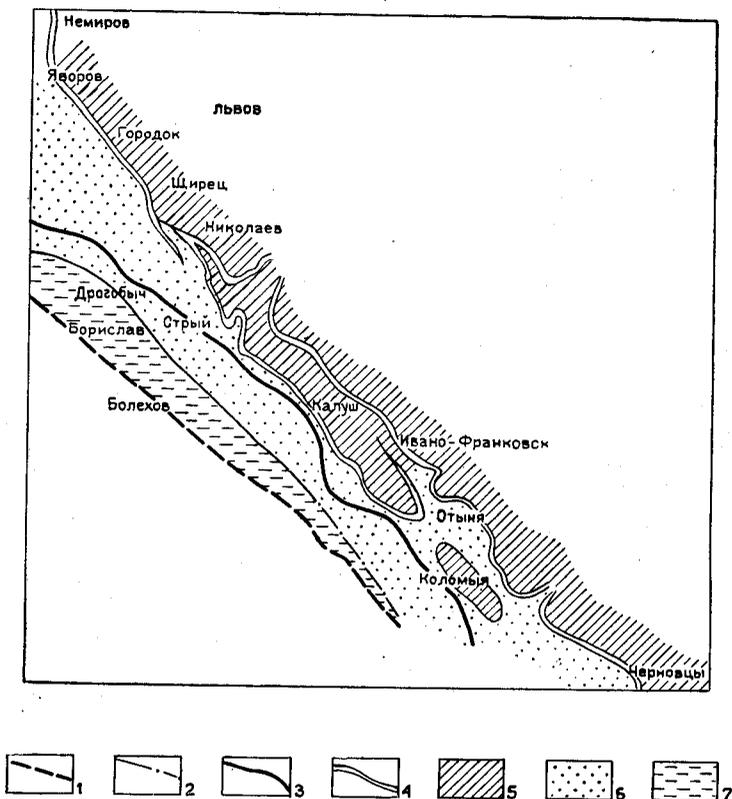


Рис. 67. Тектоническая схема районирования Предкарпатья (по В. Б. Соллогубу)

1 — береговая линия Карпат; 2 — граница между Внешней и Внутренней зонами Предкарпатского прогиба; 3 — линия надвига стибникских отложений на верхнегергонские; 4 — зона сочленения юго-западного борта Русской платформы с Предкарпатским прогибом; 5 — Русская платформа; 6 — Внешняя зона Предкарпатского прогиба; 7 — Внутренняя зона Предкарпатского прогиба

региональному разрыву (рис. 67, 68). Более правильное представление о положении границ у С. И. Субботина (1955в), который выделяет «переходную полосу». Северо-восточная граница этой полосы, по его представлениям, проходит по тектоническому контакту отложений Внутренней и Внешней зон Предкарпатского прогиба, наблюдаемому на поверхности, или же под четвертичными отложениями, а юго-западная, по данным геофизики, практически совпадает с данными В. Б. Соллогуба.

Наиболее правильным будет проведение границы между Внутренней и Внешней зонами Предкарпатского прогиба по поверхностной геологии с учетом данных глубокого бурения. Последними доказано, что северо-восточная часть Внутренней зоны прогиба перекрывает юго-

\* Под термином «пра-карпатское основание» понимается сооружение субстрата, сложенное домеловыми отложениями, подвергавшееся доальпийской складчатости.

западную часть Внешней зоны. Таким образом, этой границей является плоскость, которая на поверхности представлена линией, отбитой по данным поверхностной геологии, а на глубине — по геофизическим данным и данным глубокого бурения. Следовательно, по северо-восточной стороне этой плоскости миоценовые молассы полностью относятся к образованиям Внешней зоны прогиба, а по юго-западной — к Внутренней. Такая граница признается О. С. Вяловым (см. рис. 14), А. А. Богдановым (см. рис. 72), М. В. Муратовым (1949) и др.

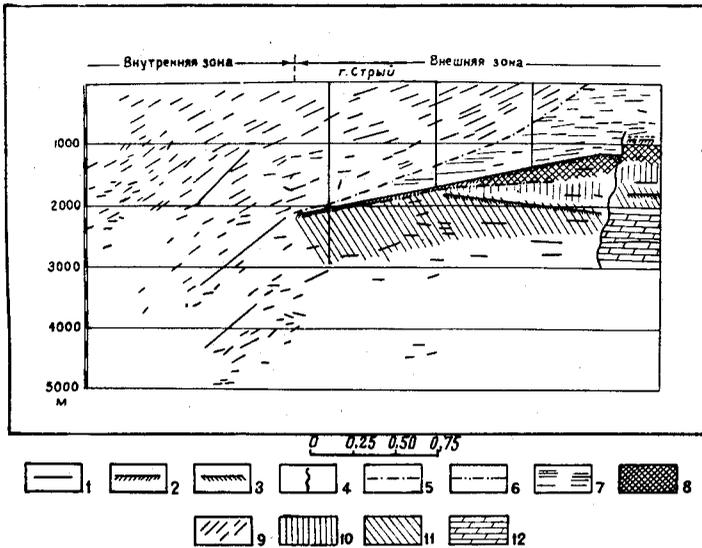


Рис. 68. Сейсмологический разрез в районе г. Стрый (по В. Б. Соллогубу)

1 — отражающие площадки; 2 — первый опорный отражающий горизонт (гипсоангидритовый пласт); 3 — второй опорный отражающий горизонт; 4 — дизъюнктивные нарушения (сбросы); 5 — линия надвига стебникских отложений на верхнегортонские; 6 — граница между неогеновыми и мезозойскими отложениями; 7 — сарматские и верхнегортонские отложения; 8 — нижнегортонские отложения; 9 — стебникские отложения; 10 — меловые отложения; 11 — юрские отложения; 12 — палеозойские отложения

Заполняющие Внешнюю зону Предкарпатского прогиба отложения галицкой серии залегают полого. Углы падения слоев редко превышают  $10^\circ$ . Имеются, однако, участки, где они падают очень круто. Эти участки расположены у контакта Внутренней и Внешней зон Предкарпатского прогиба, где в окрестностях Косова и Пистыня угол падения слоев галицкой серии приближается к  $90^\circ$  (рис. 69), что связано, очевидно, с надвигом Внутренней зоны Предкарпатского прогиба на Внешнюю.

В некоторых местах в пределах Внешней зоны были выявлены складки с углами падения слоев на крыльях в несколько десятков градусов. Так, в складке Тростяница возле г. Мостиска (Львовская область) углы падения слоев достигают  $15^\circ$ , а в рядом расположенной складке — в Ляцкой Воле —  $45^\circ$ , причем ось складки почти перпендикулярна к карпатскому простиранию. Пробуренные в этом районе структурные скважины показали, что уже на глубине 100 м, а местами 200 м углы падения слоев не превышают  $5^\circ$ . Следует подчеркнуть также, что к юго-западу от этих складок, в Баличах, залегание слоев горизонтальное. Из этого следует, что связывать такие поверхностные складки со складчатостью Карпат, по-видимому, нет оснований, так как

здесь имеются складки, перпендикулярные к карпатскому простиранию и сама глубина складок невелика. Причины образования таких складок еще не установлены.

В пределах всей миоценовой толщи Внешней зоны прогиба имеется четкий маркирующий горизонт — это гипсоангидритовая тирасская свита. Он хорошо отбивается при сейсморазведке. Судя по данным последней и результатам глубокого бурения можно сделать вывод, что Внешняя зона разбита системой тектонических разрывов (главным образом карпатского, перпендикулярного к нему, и меридионального направлений) на отдельные блоки, перемещенные по отношению друг к другу на разную амплитуду (от нескольких десятков до нескольких



Рис. 69. Песчаники галицкой серии в долине р Рыбницы (близ г. Косова). Фото Н. Р. Ладыженского

сотен метров). Эти разрывы сверху затухают и нередко переходят во флексуру. Образование разрывов происходило, по всей вероятности, во время накопления осадков галицкой серии.

Возможно, что упомянутые выше более крутые углы падения пород галицкой серии в обнажениях окрестностей Тростяница следует объяснять таким затуханием глубинного разрыва с образованием флексуры.

Молассовые отложения Внешней зоны, относимые к нижнему тортону, верхнему тортону и нижнему сармату, трансгрессивно залегают на ступенчато погружающемся в сторону Карпат юго-западном окончании Русской платформы, сложенной мезозойскими и домезозойскими породами. После отложения осадков верхов галицкой серии (нижний сармат) море с Внешней зоны Предкарпатского прогиба отступило и больше не появлялось. В настоящее время молассы во многих местах перекрыты лимническими, аллювиальными, пролювиальными, делювиальными и элювиальными образованиями, мощность которых редко превышает 25 м.

Многочисленные данные глубокого бурения, проводимого во Внешней зоне Предкарпатского прогиба, дали возможность выделить в ее пределах четыре подзоны, вытянутые продольно, согласно карпатскому простиранию: Крукеницкую, Боновскую, Угерскую, или Косовско-Угерскую, и Станиславскую (Н. Р. Ладыженский и В. И. Антипов, 1961). Эти подзоны разделены глубокими продольными разрывами, простирающимися с северо-запада на юго-восток. Крукеницкая подзона

является самой юго-западной, ограниченной с юго-запада разрывом, по сейсморазведочным данным — юго-западной границей Русской платформы. Это — разрыв типа сброса, по которому юго-западная часть резко погружена по сравнению с северо-восточной (по В. И. Антипову — Садковичско-Садзавский разлом). С северо-востока Крукеничская подзона ограничена Краковецким разломом, по которому северо-восточная часть платформенного основания прогиба приподнята по сравнению с крукеничской частью примерно на 2—2,5 км и образует здесь Боновскую подзону. Последняя отделена таким же региональным разломом от следующей Угерской или Косовско-Угерской подзоны. Этот разлом, известный под названием Судово-Вишнянского, является, как и Краковецкий, сбросовым. Оба эти разлома почти параллельны и образуют с первым разломом (по В. И. Антипову — Садковичско-Садзавским) угол около 30°. В результате этого Краковецкий разлом пересекает Садковичско-Садзавский севернее Дрогобыча в долине р. Быстрицы, а Судово-Вишнянский — около г. Стрый, где они кончаются. Таким образом, Крукеничская подзона в юго-восточном направлении протягивается до долины р. Быстрицы, а Боновская — до долины р. Стрый.

Косовско-Угерская подзона, по сравнению с Боновской подзоной, приподнята. Мощность отложений галицкой серии в ее пределах меньше на 200—500 м по В. И. Антипову (Ладыженский, Антипов, 1961). С северо-востока ее ограничивает от Станиславской подзоны Яворовский разлом (от польской границы до окрестностей Комарно), а дальше к юго-востоку — Калушский разрыв (В. И. Антипов).

Станиславская подзона также приподнята по сравнению с Косовско-Угерской. Мощность галицкой серии в этой подзоне от нескольких десятков до 500 м и более. По ее северо-восточной стороне на поверхности обнажаются гипсы и ангидриты тирасской свиты, а местами и меловые отложения в платформенной фации. Молассы здесь не встречаются. Эта линия, отмеченная по данным выходов упомянутых выше отложений, принимается за границу между юго-западным окончанием Русской платформы и Станиславской подзоной Внешней зоны прогиба (рис. 70).

Все четыре подзоны Внешней зоны Предкарпатского прогиба образуют ступени на погружающемся в сторону Карпат юго-западном окончании Русской платформы, перекрытые почти до одного уровня отложениями тортона и нижнего сармата. Самая высокая ступень образована Станиславской подзоной. Здесь мощность отложений галицкой серии наименьшая. Следующую, более юго-западную ступень образует Косовско-Угерская подзона. Мощность отложений галицкой серии здесь превышает уже 1000 м. Эта ступень опущена по Яворовскому и Калушскому разломам. Затем следует третья ступень, которую образует Боновская подзона. Она опущена по сравнению с предыдущей на 200—500 м; примерно на столько же увеличена здесь мощность отложений галицкой серии. Последней ступенью является Крукеничская подзона, опущенная по Краковецкому разлому по отношению к Боновской подзоне на 2—2,5 км. Поисково-разведочная скважина глубиной 2,5 км, пробуренная в этой подзоне в окрестностях Ходновичи, не прошла всей мощности отложений галицкой серии.

Садковичско-Садзавский разлом, представляющий глубинную границу между Внешней и Внутренней зонами Предкарпатского прогиба, полностью перекрыт отложениями Модрычской подзоны — самой северо-восточной структуры в пределах Внутренней зоны прогиба. Эта граница хорошо отбита данными сейсмической разведки. Ее местоположе-

ние и амплитуда надвига Модрычской подзоны на Внешнюю зону прогиба отмечены на рис. 66.

В пределах каждой из подзон Внешней зоны Предкарпатского прогиба имеются многочисленные структуры, усложненные продольными и поперечными, реже диагональными разрывами, отбиваемые то по глубине залегания гипсов и ангидритов тирасской свиты, то по более древним отложениям на основании как данных геофизической разведки, так и глубокого поисково-разведочного бурения. Чаще всего эти структуры изображаются в виде пологих брахиантиклинальных складок, усложненных разрывами.

Следует отметить, что по геофизическим данным отбиты два больших поперечных глубинных разрыва: 1) Стрыйский, проходящий по долине р. Стрый, и 2) Надворнянско-Отынский, протягивающийся через Надворную и Отыню. Они делят Внешнюю зону прогиба на три части: северо-западную (Ходновичско-Рудковскую), центральную (Дашавско-Кадобненскую) и юго-восточную (Коломыйско-Косовскую), выделенные В. И. Антиповым (Ладыженский и Антипов, 1961). Наиболее опущенной является северо-западная часть, наиболее приподнятой — центральная. На поверхности эти разломы не фиксируются и пока не подтверждены глубоким бурением.

Внутренняя зона Предкарпатского прогиба. К юго-западу от Внешней зоны Предкарпатского прогиба расположена Внутренняя зона прогиба. Она сложена мощными (до 7000 м) отложениями верхнего мела, палеогена, миоцена и была сформирована на северо-восточном борту Карпатской геосинклинали. С юго-запада Внутренняя зона на значительном расстоянии перекрыта надвинутыми породами Скибовой зоны Карпат. Амплитуда надвига, согласно данным бурения, превышает 10—15 км. В северо-восточном направлении Внутренняя зона надвинута на Внешнюю. Амплитуда ее надвига, соответственно данным бурения и сейсморазведки, в районе Стрый—Калуш превышает 15 км, но к северо-западу от Стрыя уменьшается до 5 км.

Внутренняя зона Предкарпатского прогиба делится на три подзоны: Бориславскую, Трускавецкую и Модрычскую\* (см. рис. 70).

Самая северо-восточная подзона — Модрычская. Она надвинута на юго-западную часть Внешней зоны Предкарпатского прогиба и северо-восточной — Дублянско-Калушской — частью частично ее перекрывает. Дублянско-Калушская часть Модрычской подзоны отделена от более юго-западной, Самборско-Рожнятовской ее части, надвигом, по которому последняя надвинута на первую и также частично ее перекрывает. На Самборско-Рожнятовскую часть Модрычской подзоны надвинута Трускавецкая подзона, в свою очередь на последнюю надвинута Бориславская подзона, а на Бориславскую — Береговая скиба Карпатской складчатой области.

Несмотря на общую опрокинутость складок этих подзон к северо-востоку, наблюдается также запрокинутость к юго-западу сводовых частей некоторых крайних складок, расположенных по юго-западной стороне данных подзон. Это особенно четко отмечается в поперечном профиле, проходящем через Трускавец. Здесь самая юго-западная складка Модрычской подзоны (складка Глорией) запрокинута на складку Волянецкую в Трускавецкой подзоне, а складка Волянецкая также немного запрокинута на Бориславскую складку (рис. 71).

\* В тектонической схеме О. С. Вялова этим зонам соответствуют Бориславская, Долинская и Дрогобычская. В тексте сохранены наименования, установленные Н. Р. Ладыженским, так как им приводится наиболее полное и подробное описание строения Внутренней зоны Предкарпатского прогиба.

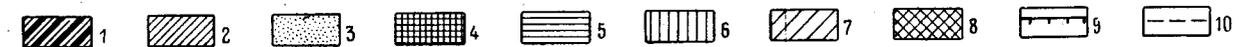
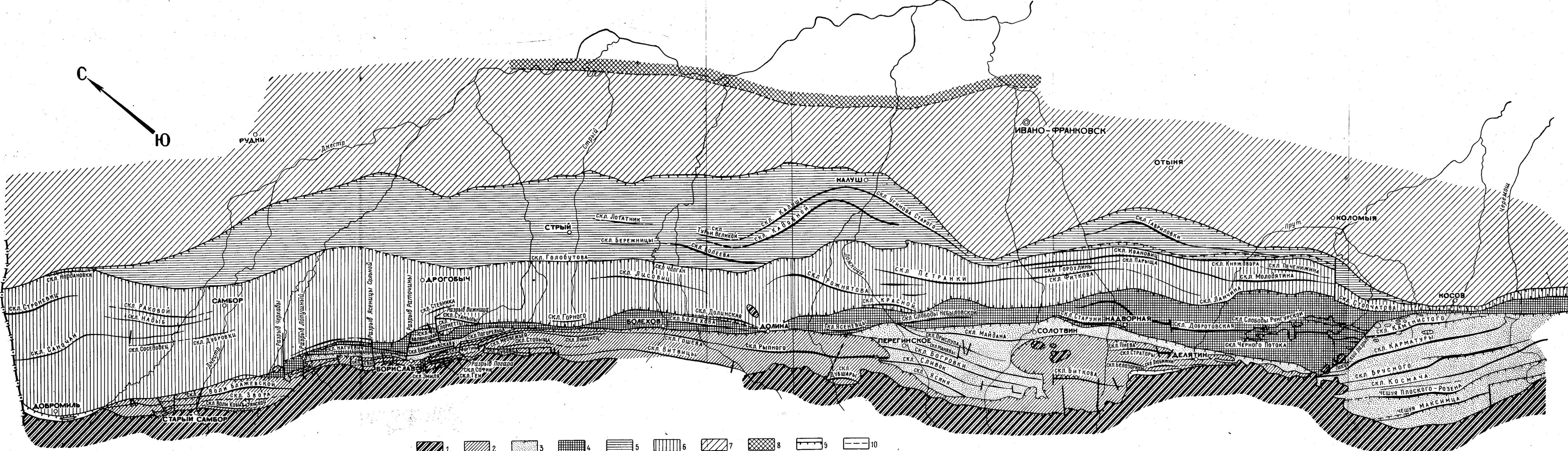


Рис. 70. Тектоническая схема районирования Предкарпатья УССР. Составил Н. Р. Ладженский

Северо-восточный склон Береговых Карпат: 1—Оровская скиба; 2—Береговая скиба, Зона Складчатого Предкарпатья; 3—Бориславская подзона; 4—Трускавецкая подзона; 5—Уличьянская подзона; 6—Калушско-Дублянская подзона; 7—зона Внешнего Предкарпатья; 8—юго-западный борт Русской платформы; 9—линия надвигов; 10—условная граница сочленения юго-западного борта Русской платформы

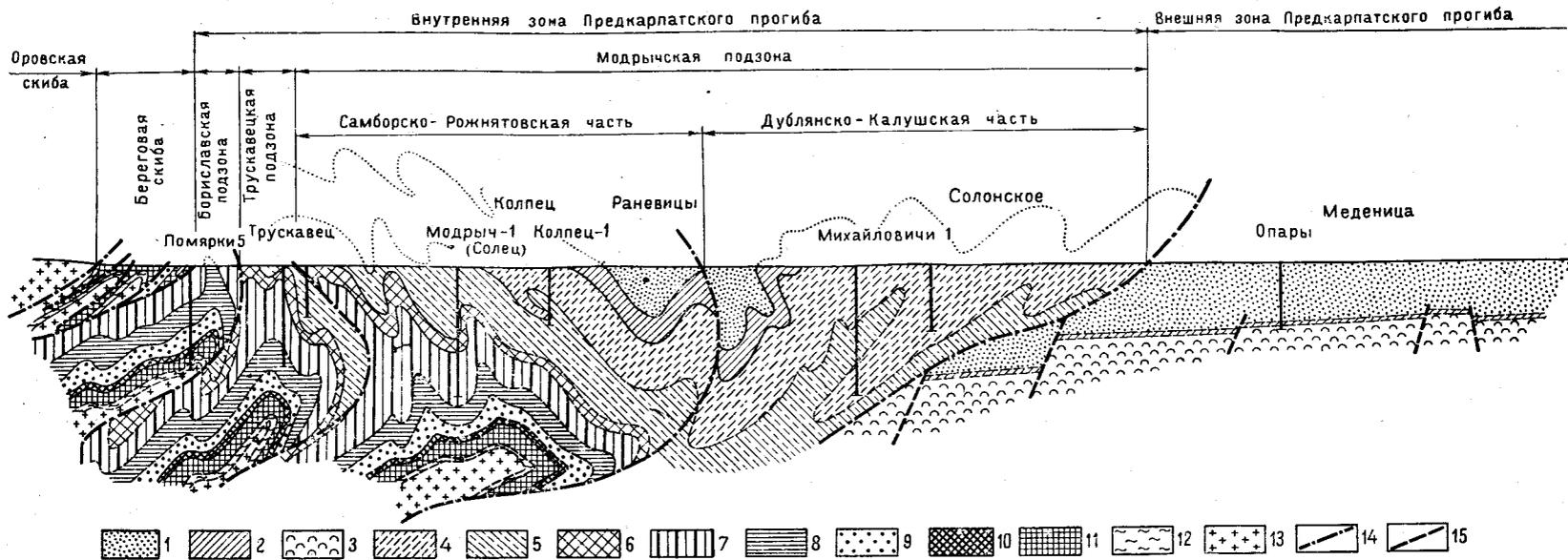


Рис. 71. Поперечный геологический профиль через Опаты-Трускавец (по Н. Р. Ладыженскому)

Неоген: 1 — галицкая серия; 2 — тирасская свита; 3 — балицкая свита; 4 — стебникская свита; 5 — верхняя воротыщенская свита; 6 — загорская свита; 7 — нижняя воротыщенская свита. Палеоген: 8 — поляницкая свита; 9 — менилитовая серия; 10 — роговики в подошве менилитовой серии. 11 — эоцен; 12 — палеоцен (ямиская свита). М. е. л. 13 — стрыйская свита. 14 — линии надвигов; 15 — линии разрывов

В ряде значительно приподнятых участков прогиба молассовые отложения полностью денудированы, и на поверхности обнажаются флишевые образования. В Бориславской подзоне флишевые отложения наблюдаются в обнажениях в Трускавце, Майданском поднятии и Покутских Карпатах. В Трускавецкой подзоне они встречаются в окрестностях Ивана Франко, Черном Потоке, Слободе Рунгурской, Луче и ee

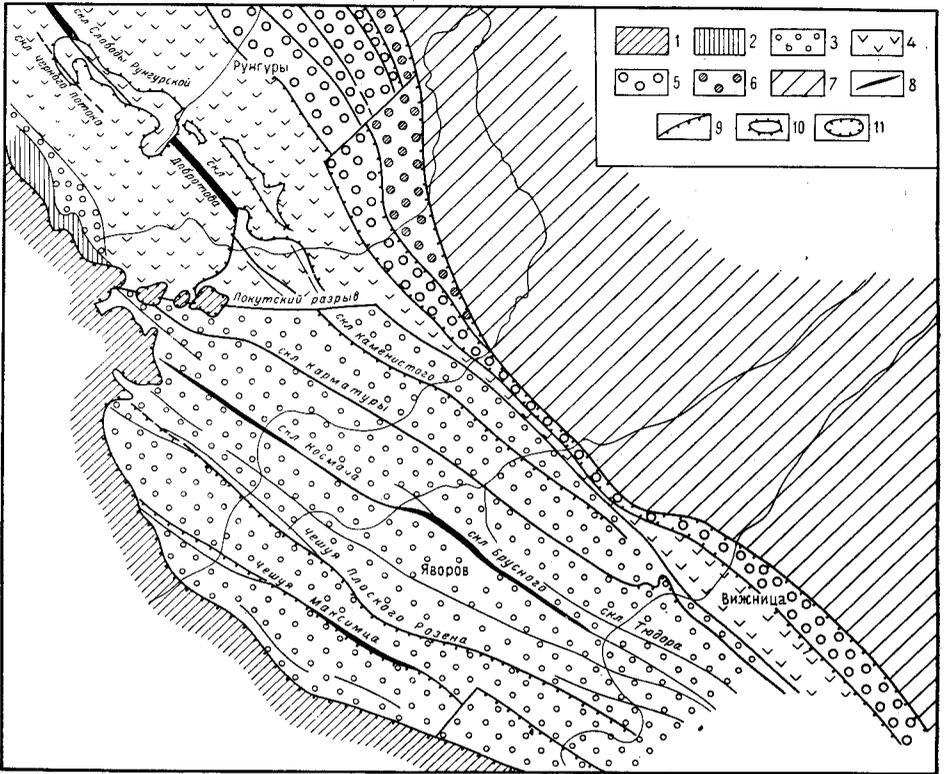


Рис. 72. Тектоническая схема покутской части Предкарпатья (по Н. Р. Ладыженскому)

Оровская скиба; 2 — Береговая скиба; 3 — Бориславская подзона; 4 — Трускавецкая подзона; 5—6 — Модрычская подзона (рожнятовская часть+калушская часть); 7 — Внешнее Предкарпатье; 8 — оси складок; 9 — линии надвигов; 10 — тектонические окна; 11 — тектонические останцы

окрестностях, в Модрычской подзоне флиш на поверхности не обнажается (см. рис. 70).

**Бориславская подзона.** Самой юго-западной подзоной во Внутренней зоне прогиба является Бориславская подзона. К северо-западу от разрыва Черхавы (в северо-западной части Монастырца), а также между реками Быстрая (юго-восточнее Трускавца) и Дуба (левый приток р. Ломница в Дубе) она почти полностью перекрыта отложениями Скибовой зоны Карпат. Наиболее обнаженными ее участками являются Покутский, Майданский и Бориславский (см. рис. 70).

Покутский участок Бориславской подзоны отделен с северо-западной стороны от остальной ее части Покутским разрывом. Юго-восточнее этого разрыва Покутские Карпаты перемещены к северо-востоку и перекрывают почти полностью Трускавецкую подзону. Здесь четко выделяются складки и чешуи Каменистого, Карматуры, Брусного, Космача, Плоского-Розена и Максимца (рис. 72). Эти складки опрокинуты к северо-востоку, причем в тех местах, где опрокинутость переходит

в надвиг на северо-восточную складку, северо-восточное крыло надвигающейся складки чаще всего выжато в плоскости надвига. Юго-западные крылья этих складок нередко осложнены вторичной складчатостью.

В пределах складки Каменистого на территории с. Люча была пробурена скважина «Теагле», которая под меловыми отложениями небольшой мощности вскрыла отложения воротыщенской серии Трускавецкой подзоны, а затем опять вошла в отложения северо-восточного крыла складки Каменистого (рис. 73).

Эти данные указывают на сложную поверхность контакта Бориславской и Трускавецкой подзон, что, по-видимому, обусловлено явле-

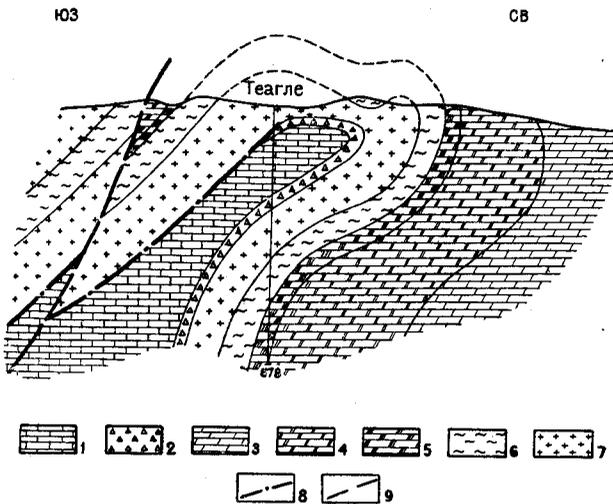


Рис. 73. Геологический профиль через скв. Теагле с. Теуча (по Б. Сви́дерскому)

1 — соленосные отложения миоцена; 2 — слободские конгломераты; 3 — верхний эоцен; 4 — средний эоцен; 5 — нижний эоцен; 6 — ямненский песчаник; 7 — стрыйская свита; 8 — линии надвигов; 9 — линии разрывов

ниями предполагаемого криптодиапиризма в поднадвиговой части. Мощные соленосные отложения в воротыщенской серии и стебникской свите Трускавецкой и Модрычской подзон, перекрытые отложениями Бориславской подзоны, подвергались неравному тектоническому сжатию и находились в условиях, благоприятных для образования диапировых структур. К сожалению, кроме внедрений соли в отложения флиша в Черном Потоке в Трускавецкой подзоне (Г. Тейссе́йр — Teisseyre, 1937б) и в скважине «Теагле» (Бориславская подзона) нет пока более убедительных доказательств, подтверждающих это предположение.

Между Покутскими Карпатами и Майданским участком Бориславской подзоны наблюдается сравнительно узкая полоса (от нескольких десятков метров до 2 км) выходов отложений воротыщенской серии, а местами низов стебникской свиты (в окрестностях Надворной и Солотвино). Она образует здесь обнажающуюся часть Бориславской подзоны. Тектоника этой части слабо изучена в связи с отсутствием буровых скважин. На основании поверхностных данных и регионального их сопоставления можно предполагать, что здесь под отложениями воротыщенской серии находится складка, сложенная породами флиша. Свод этой складки предположительно вырисовывается в тектоническом полуокне в Делятине, где среди размытых отложений Береговой скибы залегает воротыщенская серия Бориславской подзоны (рис. 74). Ось

этой складки уходит к юго-востоку под отложения Береговых Карпат, а к северо-западу простирается вдоль края надвигающейся на нее Береговой скибы и, наконец, на Майданском участке Бориславской под-

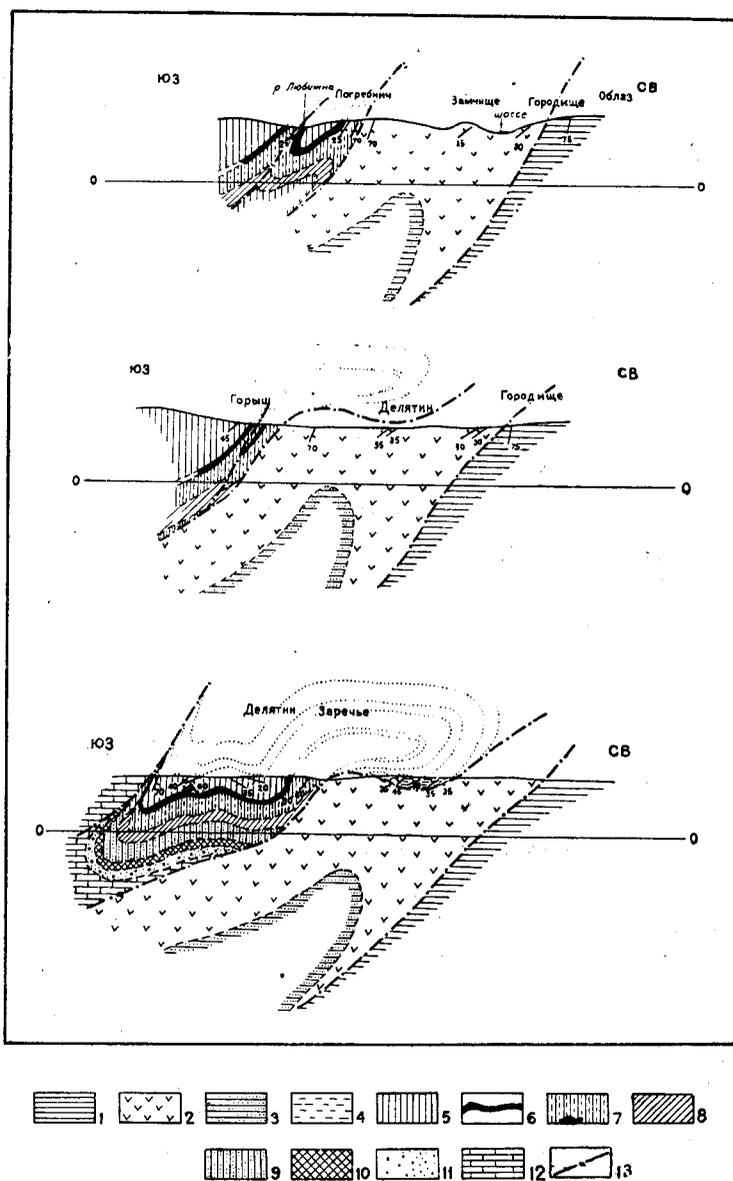


Рис. 74. Поперечные геологические разрезы через Делятин.  
Составил Н. Р. Ладыженский

1 — стебникская свита; 2 — воротыщенская серия; 3 — поляницкая свита;  
4 — верхнемелнилитовая свита; 5 — нижнемелнилитовая свита; 6 — роговики;  
7 — попельская свита; 8 — выгодский песчаник; 9 — витвицкая фация;  
10 — пестрая толща; 11 — ямненский песчаник; 12 — стрыйская свита;  
13 — линии надвигов

зоны ее шарнир значительно подымается. Здесь складка хорошо обнажена на поверхности и в литературе известна под названием складки Майдана, или Майданского поднятия.

Майданский участок Бориславской подзоны сильно приподнят. В результате этого были подвергнуты более усиленной, а местами полной денудации перекрывающие его отложения Береговой скибы. В пределах Майданского поднятия выделяется шесть складок — Майдана, Прислупа, Манявы, Богровки, Сливков и Ясиня — из которых наиболее хорошо изучены складки Майдана, Прислупа и Сливков.

Самая северо-восточная складка Майдана опрокинута к северо-востоку и надвинута на Трускавецкую подзону (рис. 75). На территории с. Майдан шарнир складки наиболее приподнят и в ядре ее обнажаются отложения верхнего эоцена, на крыльях — олигоцена, местами

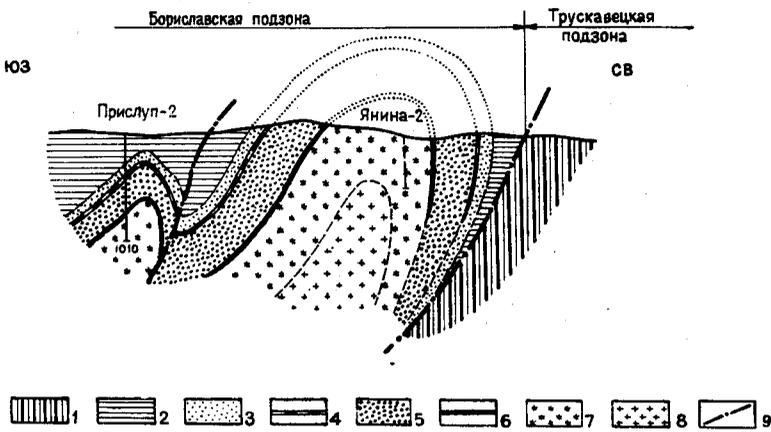


Рис. 75. Поперечный геологический профиль через скв. Прислуп.  
Составил Н. Р. Ладыженский

1 — воротыщенская серия; 2 — поляницкая серия; 3 — верхнеменилитовая свита; 4 — роговики в подошве верхнеменилитовой свиты; 5 — нижнеменилитовая свита + лопнянецкая свита; 6 — роговики в подошве нижнеменилитовой свиты; 7 — эоценовые и палеоценовые отложения; 8 — стрыйская свита; 9 — линии надвигов

перекрытые более молодыми отложениями (воротыщенскими и стебникскими). На юго-западном крыле, более приподнятом, отложения моласс денудированы. Лишь в приконтактной части со складкой Прислупа под аллювиальными отложениями были обнаружены соленосные отложения нижней части воротыщенской серии (рис. 76).

На юго-западное крыло Майданской складки надвинута складка Прислупа (см. рис. 75). На территории Небылова последняя полностью перекрывает погружающуюся в северо-западном направлении складку Майдана, так что северо-восточный борт Бориславской подзоны на поверхности образует отложения, слагающие складку Прислупа. Шарнир этой складки наиболее приподнят на территории Небылова. Здесь в ядре складки имеются отложения менилитовой серии. Глубоким разведочным бурением были вскрыты отложения эоцена. В юго-восточном направлении складка Прислупа погружается, и уже в юго-восточной части Небылова менилитовые отложения в ядре складки перекрываются отложениями олигоцена, а в долине р. Быстрицы Солотвинской последние погружаются под отложения нижней части воротыщенской серии. Юго-восточнее этой реки складка полностью перекрывается отложениями Береговой скибы (Битковского покрова). На территории Битковского нефтепромысла она представлена в виде чешуи Старого Промысла.

Складка Сливков является самой юго-западной. Ее юго-западное крыло осложнено вторичной складчатостью. Такая вторичная складка

на территории Рыпного-Перегинское является объектом промышленной разработки. Ей дано название складки Ясиня.

В северо-западном направлении от Рыпного почти до окрестности Борислава (до р. Быстрой возле Борислава) Бориславская подзона полностью перекрыта отложениями Береговой скибы Карпат. На территории сел Спас, Лопянка и Верхний Струтин под отложениями Береговой скибы разведочным бурением были вскрыты менилитовая серия и попельская свита Бориславской подзоны. Далее к северо-западу, начиная от с. Лопянка, можно судить о более приподнятых участках Борис-

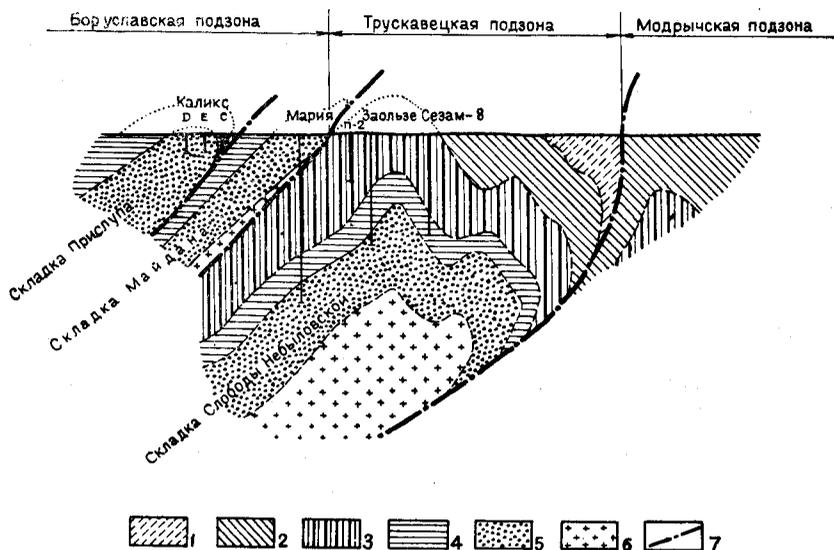


Рис. 76. Поперечный профиль через скважины Мария-Заользе (Небылов).  
Составил Н. Р. Ладыженский

1 — стебникская свита; 2 — добротовская свита; 3 — нижневоротыщенская свита;  
4 — поляницкая свита; 5 — менилитовая серия; 6 — эоценовые отложения; 7 — линии надвигов

лавской подзоны лишь по отложениям перекрывающей ее Береговой скибы. В тех местах, где Береговая скиба приподнята и денудирована, находятся наиболее приподнятые участки Бориславской подзоны, в местах погружения Береговой скибы Бориславская подзона тоже испытывает погружение.

В окрестностях Долины и Любенец Бориславская подзона максимально погружена, в окрестностях же Борислава — значительно приподнята и представлена лежачей складкой, известной под названием Бориславской. Юго-западное ее крыло пологое, в редких случаях с углом падения, не превышающим  $25^\circ$ . Северо-восточное крыло крутое на поверхности, глубже подвернутое и, наконец, выжатое к плоскости надвига складки на Трускавецкую подзону (рис. 77).

На Бориславскую складку надвинуты отложения Береговой и Оровской скиб, под которыми она была прослежена на расстоянии около 6 км от северо-восточного края Карпат.

Бориславская складка является главным объектом промышленной эксплуатации нефти. Здесь расположено Бориславское нефтяное месторождение. С северо-запада оно ограничено Раточинским поперечным разрывом, а с юго-востока — разрывом Вишницы. Между этими разрывами отмечается еще целый ряд других поперечных разрывов, из кото-

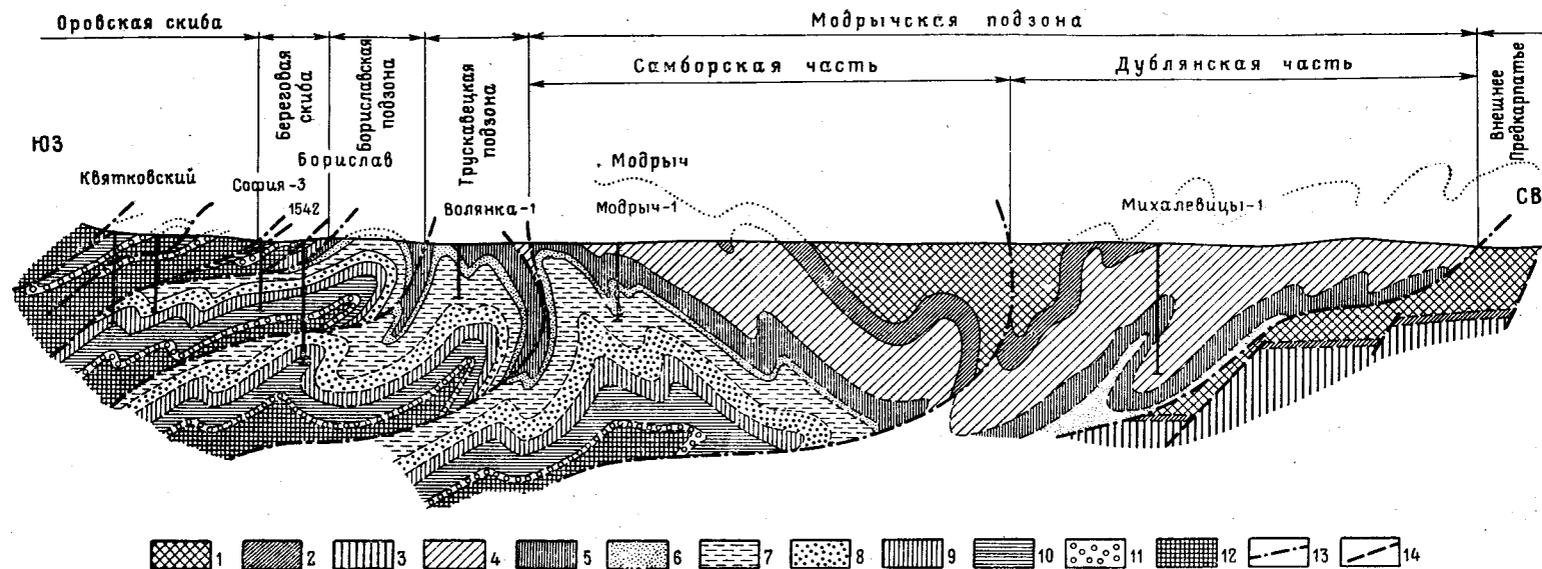


Рис. 77. Поперечный геологический профиль через Михайловичи—Борислав (по Н. Р. Ладыженскому)

1 — галицкая серия; 2 — тирасская свита; 3 — баличская свита; 4 — стебникская свита; 5 — верхневоротыщенская свита; 6 — загорская свита; 7 — нижневоротыщенская свита; 8 — поляницкая свита; 9 — менилитовая серия; 10 — попельская+витвицкая свиты; 11 — ямненский песчаник; 12 — меловые отложения; 13 — линии надвигов; 14 — линии разрывов

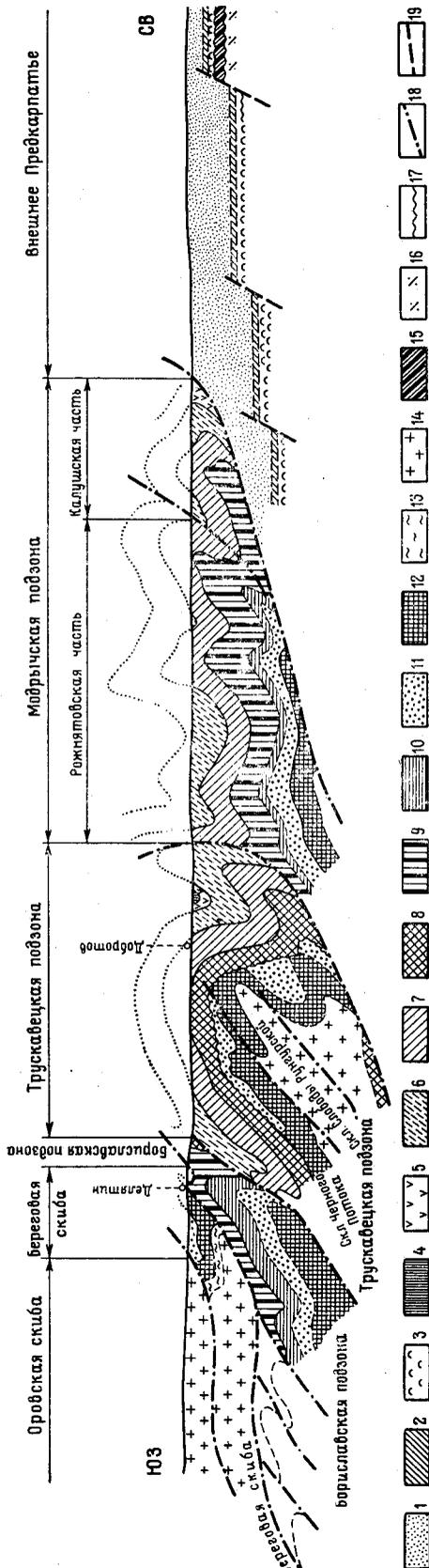


Рис. 78. Поперечный геологический профиль через Делятин—Добровот (по Н. Р. Ладженскому)

1 — галицкая серия; 2 — тирасская свита; 3 — бабичская свита; 4—6 — стебичская свита; 7 — добровотская свита; 8 — загорская свита; 9 — нижневоротыщенская свита; 10 — поляницкая свита; 11 — мендлитовая серия; 12 — польская+винтыцкая свита; 13 — яменский песчаник; 14 — меловой флиш; 15 — меловые отложения платформы; 16 — палеозой; 17 — линии несогласного залегания; 18 — линии надвигов; 19 — линии разрывов

рых самый крупный проходит долиной р. Тысменицы и известен под названием разрыва или сброса Козака.

Этими разрывами, которые представлены иногда в виде взбросов, в других случаях в виде сбросов и сдвигов, Бориславская складка разбита на ряд блоков, смещенных в отношении друг друга на разную амплитуду. Наиболее приподнятым в Бориславе оказался Раточинский участок Бориславской складки. По северо-западной стороне Раточинского разрыва Бориславская складка смещена в юго-западном направлении на расстояние около 1700 м и значительно погружена. Этот разрыв аналогично разрыву Вишницы имеет, по-видимому, форму взброса, плоскость которого падает под углом около 75° к юго-востоку. Юго-восточное продолжение Бориславской складки является значительно приподнятым.

К юго-востоку от Борислава Бориславская складка поперечными разрывами разделяется на Трускавецкую и Иваниковскую части.

К северо-западу от Раточинского разрыва Бориславская подзона прослежена до Монастырца. Она установлена под перекрывающими ее отложениями Скибовых Карпат целым рядом скважин в Попелях, Ясенице Сольной, Ивана Франко и Монастырце. По данным бурения и поверхностной съемки можно сделать заключение, что шарнир складки ундулирует при общем погружении в северо-западном направлении, сама же складка разбита целым рядом поперечных и диагональных разрывов на отдельные блоки,

смещенные в отношении друг друга на разную амплитуду. Среди выявленных разрывов можно отметить: Раточинский в Попелях, Ясеницы Сольной, Лопушной и Черхавы, проходящих по территории сел того же названия.

К северо-западу от разрыва Черхавы Бориславская подзона сильно погружена и перекрыта отложениями Скибовых Карпат. О строении этого участка имеется очень мало данных.

С северо-восточной стороны Бориславской подзоны расположена *Трускавецкая подзона*. Она надвинута северо-восточной частью на Модрычскую подзону. Юго-западная ее часть частично перекрыта Бориславской подзоной, надвинутой на нее с юго-запада.

В юго-восточной части Предкарпатья Трускавецкая подзона почти полностью перекрыта отложениями Покутских Карпат Бориславской подзоны и в свою очередь перекрывает Модрычскую подзону.

К северо-западу от Покутского разрыва Трускавецкая подзона образует хорошо выраженную слегка опрокинутую к северо-востоку Добротовскую складку, которая прослеживается почти до Солотвина. Молассовые отложения воротыщенской серии этой складки несогласно перекрывают меловые и палеогеновые флишевые образования, смятые в несколько складок (рис. 78). Бурением и частично поверхностными наблюдениями здесь выявлены складки Слободы Рунгурской и Черного Потока.

В Слободе Рунгурской, в Черном Потоке, Луге и других местах, где полностью денудированы слободские конгломераты, можно наблюдать, что залегающие под ними флишевые отложения смяты значительно интенсивнее и образуют несколько складок.

В своде складки Слободы Рунгурской расположен самый старый в западных областях Украины, в настоящее время заброшенный нефтепромысел. Следует отметить, что в скважине «Пионер I» в Черном Потоке была встречена каменная соль среди отложений менилитовой серии и попельской свиты (Тейссейр, 1937б).

Принимая во внимание то обстоятельство, что наличие отложений каменной соли среди карпатского флиша является необычным, ее появление здесь может быть объяснено как проявление глубинного диапиризма, имеющего свои очаги в отложениях моласс Модрычской подзоны, юго-западная часть которой перекрыта Трускавецкой подзоной.

В северо-западном направлении Трускавецкая подзона прослеживается до окрестностей долины р. Быстрицы возле Монастырца. Ее наибольшее поднятие наблюдается на территории Нагуевич, где она представлена Нагуевичской складкой.

Нагуевичская складка опрокинута к северо-востоку и надвинута на Модрычскую складку Модрычской подзоны. С юго-запада на Нагуевичскую складку надвинуто северо-западное продолжение Бориславской складки, а на последнее надвинуты отложения Береговой скибы. В результате всего этого Нагуевичская складка сильно приподнята, и в плоскости ее надвига на Модрычскую складку выжалось ее северо-восточное крыло. Юго-западное крыло, вследствие значительного давления надвигающихся на нее масс Бориславской подзоны, оказалось также в значительной степени выжатым.

Шарнир Нагуевичской складки погружается в юго-восточном направлении. Максимум погружения падает на территорию с. Попели возле Борислава.

В северо-западном направлении от г. Ивана Франко (Нагуевичи) можно проследить Нагуевичскую складку до поперечного разрыва Лопушной, который пересекает Береговую скибу, а возможно также Бориславскую и Трускавецкую подзоны. Местонахождение свода Нагуевич-

ской складки к северо-западу от этого разрыва еще точно не определено, несмотря на то, что на ней было пробурено несколько скважин (на территории сел Монастырца и Воли Блажевской). Между этими селами проходит поперечный разрыв Черхавы, который пересекает Трускавецкую, частично Модрычскую и возможно Бориславскую подзоны. По его плоскости северо-западное продолжение Трускавецкой подзоны сдвинуто к юго-западу, а также значительно погружено.

К северо-западу от долины р. Быстрицы возле Монастырца Трускавецкая подзона погружается под отложения Береговых Карпат, и пока нет данных, по которым можно было бы судить о ее тектонике.

*Модрычская подзона*, как уже было отмечено, делится на Дублянско-Калушскую и Самборско-Рожнятовскую части, разделенные большим продольным дизъюнктивом, по которому последняя надвинута на первую. В северо-западной части Внутренней зоны Предкарпатского прогиба Самборско-Рожнятовская часть полностью перекрывает Дублянско-Калушскую часть Модрычской подзоны. В юго-восточном направлении, начиная от окрестностей с. Иордановки, на поверхности появляются отложения Дублянско-Калушской части и прослеживаются до долины р. Рыбницы возле Косова. Разделяющий эти две части разрыв прослежен во многих местах и, видимо, является региональным.

Модрычская подзона на поверхности представлена только миоценовыми молассаами. Лишь в окрестностях сел Долина и Дзвиняч с помощью глубокого бурения были вскрыты палеогеновые отложения. По-видимому, в пределах всей Самборско-Рожнятовской части под отложениями моласс находится палеогеновый, а в некоторых местах и меловой флиш. Об этом судить можно не только по данным буровых работ в Долине и Дзвиняче, но также и по кластическому материалу конгломератов загорской свиты.

В пределах Дублянско-Калушской части выявлены следующие складки: Гавриловки (к юго-западу от Отыни), Угринова Старого, Калуша, Турьи Великой, Кадобной, Болеева, Бережницы и Лотатник (в окрестностях Калуша—Стрия) — см. рис. 70. Судя по данным многочисленных скважин в окрестностях г. Стрый, таких складок имеется четыре, но мощный аллювий перекрывает здесь коренные отложения и затрудняет более детальное их изучение. Трудность изучения осложняется еще и тем, что своды этих складок, как и их крылья, сложены одной и той же свитой (стебникской). По этой же причине не выявлены еще складки в Дублянско-Калушской части Модрычской подзоны, расположенные к северо-западу от долины р. Стрый.

Самборско-Рожнятовская часть Модрычской подзоны обнажена значительно лучше, чем Дублянско-Калушская. Здесь выделены следующие складки: Саночан, Соседовиц, Дубровки, Надыб, Раковой, Строневиц и Иордановки — между городами Добромилль и Самбор; Модрычская, Глорьетты, Станылы, Стебника в окрестностях Дрогобыча; Горного, Голобутова, Лисовиц, Чолган, Долины — в окрестностях Стрия—Долины; Рожнятова, Красной, Петранки, Грабовки, Дзвиняча, Фиткова, Горохлины, Парыща, Ивановиц, Ланчина, Молодятина, Княждвора и Стопыща — к юго-востоку от Долины.

Эти складки несомненно смещены в отношении складок, сложенных флишем и перекрытых молассаами. Смещение чаще всего вызвано опрокинутостью складок к северо-востоку или же в ряде мест запрокинутостью сводовых частей к юго-западу. В целом ряде участков, возможно, имеются аналогичные условия залегания молассовых отложений на флише, как в окрестностях Слободы Рунгурской, где молассы перекрывают уже размытый складчатый флиш (см. рис. 78).

**Карпатская складчатая область.** Украинские Карпаты входят в состав единой и очень сложно построенной Карпатской складчатой области, развившейся из мезозойской и палеогеновой геосинклинали и протягивающейся от Венского бассейна на западе до прорыва Дуная в Железных Воротах на юго-востоке. Основная особенность Карпат — широкое распространение флишевой формации, охватывающей по возрасту весь мел и палеоген. Более древние отложения вскрываются редко и почти исключительно в самой южной (внутренней) полосе.

Характер флишевых толщ не остается постоянным. Особенно сильные изменения происходят вкрест простирания, что позволяет наметить внутри флишевой области ряд зон.

Карпатской флишевой области, как и всем флишевым областям, свойствен определенный тип тектоники. Это свободная складчатость, напоминающая свободно набегающие друг на друга волны. Обычно опрокидывание складок в одну сторону, нередко с образованием надвигов, возникновение, помимо крупных складок, мелкой прихотливой складчатости высшего порядка, нередко затемняющей основные соотношения. Этот тип складчатости особенно характерен для Внешних Карпат.

Внутренние Карпаты построены более сложно — здесь складки разнотипные, зачастую осложненные не только надвигами, но и крупными поперечными нарушениями, а также проявлениями мелового и палеогенового магматизма.

Характер тектоники Карпатской складчатой области вызывается как глубоким прогибанием, обусловившим большую мощность флиша, так и литологическими особенностями флишевой толщи, весьма пластичной, состоящей из тонко чередующихся слоев. Имеет значение и положение флишевой области в краевой части геосинклинали, которая захватывается складчатостью, когда все другие внутренние зоны геосинклинали уже в большей степени стабилизируются.

В пределах Карпатской складчатой области по строению разреза, характеру тектонических нарушений и закономерностям истории развития в соответствии со схемой О. С. Вялова выделяются следующие структурные элементы: Скибовая, Кросненская, Дуклянская, Дусинская, Черногорская, Магурская, Раховская, Мармарошская и Утесовая зоны.

**Скибовая зона.** К Предкарпатскому краевому прогибу с юго-запада непосредственно примыкает Скибовая зона. Контакт с моласовыми образованиями прогиба или с его фундаментом на всем протяжении тектонический. Флишевые толщи далеко надвинуты на область прогиба. Слагается зона верхнемеловым и палеогеновым флишем. Лишь в нескольких местах известны незначительные выходы нижнего мела. Все эти породы образуют длинные, узкие складки, вытянутые с северо-запада на юго-восток. Все складки опрокинуты на северо-восток, в сторону платформы.

Обычно в ядрах крупных складок выступает стрыйская свита верхнего мела, а узкие синклинали выполнены породами палеогена, иногда вплоть до самых его верхов — поляницкой свиты. Северные крылья часто бывают осложнены надвигами, то довольно быстро затухающими по простиранию, а затем снова возникающими, то более значительными. Нередко образуется ряд чешуй, надвинутых одна на другую. Некоторые надвиги могут быть прослежены на всем протяжении Скибовой зоны. Они приобретают уже региональное значение и позволяют подразделить эту зону на несколько более мелких единиц, получивших еще от польских геологов название скиб (отсюда — «Скибовая зона»). По существу, это очень крупные и выдержанные по простиранию чешуи.

Специальное название подчеркивает их самостоятельность и постоянство и выделяет их среди множества мелких чешуй местного значения. Основные скибы были выделены еще К. Толвинским (1925, 1937, 1938). В настоящее время выделяют следующие скибы:

- 1) Береговая скиба,
- 2) Оровская скиба,
- 3) Скольская скиба,
- 4) скиба Парашки,
- 5) скиба Зеелемянки.

Имеются случаи, когда ограничивающие их надвиги приобретают такую амплитуду, что одна скиба нацело перекрывает другую. Так, на юго-востоке, около г. Делятина, Береговая скиба исчезает под надвинутой на нее Оровской скибой. Точно так же Скольская скиба скрывается восточнее р. Быстрицы Солотвинской под надвигом скибы Парашки.

В одном случае отмечен ряд небольших тектонических окон: около Биткова на дне долины среди глубоко размытых здесь пород стрыйской свиты Береговой скибы показываются миоценовые молассы (воротыщенская серия), перекрытые надвигом. Дальше на северо-запад, в долине р. Быстрица Солотвинская, край Береговой скибы делает большой двойной изгиб, образуется глубокая западина в очертаниях и в этом тектоническом полуокне на простирации размытой здесь Береговой скибы обнажаются на значительной площади миоценовые

молассы. Что касается амплитуды надвигов, то говорить о ней пока трудно. Бурением были вскрыты миоценовые молассы под надвигом Береговой скибы на расстоянии 13 км от ее края (обычно допускается амплитуда до 13—15 км). Примерно такие же цифры дают измерения ширины тектонических полуокон. Сколько-нибудь серьезных расхождений в понимании строения Скибовой зоны у разных геологов нет.

Ниже дается характеристика перечисленных выше скиб, составленная Н. Р. Ладыженским.

**Береговая скиба.** Наиболее детально она исследована в окрестностях Борислава. В профиле р. Лошень в ней можно выделить четыре чешуи — складки (рис. 79). Самая северо-восточная складка — Фортуну, своей северо-восточной стороной образует край Карпат; вторая, расположенная с ее юго-западной стороны, — складка Софии; затем следует складка Эмилия и складка Гевы. Наименования складкам даны по

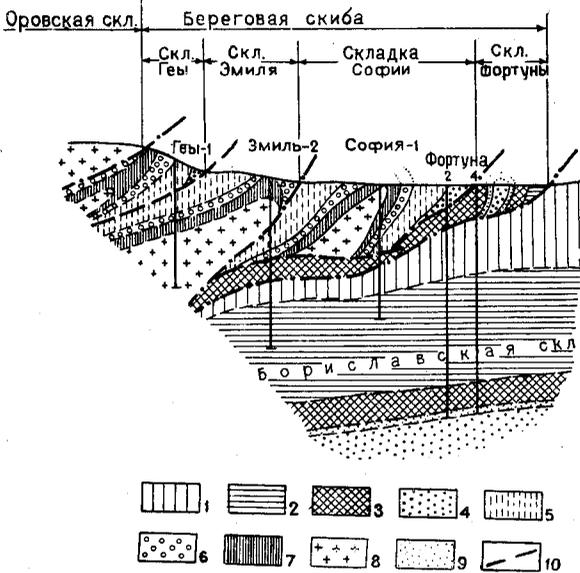


Рис. 79. Поперечный геологический профиль через Береговую скибу вдоль руч. Лошень (по Н. Р. Ладыженскому)

1 — воротыщенская серия; 2 — поляницкая свита; 3 — менилитовая серия; 4 — роговки в подошве менилитовой серии; 5 — попельская свита; 6 — витвицкая фация; 7 — пестрые сланцы эоцена; 8 — ямненский песчаник; 9 — стрыйская свита; 10 — линии надвигов

названию скважин, пробуренных на них. Эти складки, особенно три последних, имеют характер чешуй.

В северо-западном направлении эти чешуи прослежены до долины р. Тысменицы. В пределах Береговой скибы на этом расстоянии отмечается ряд тектонических поперечных разрывов. Наиболее четко выделяются пять таких разрывов на участках Понерля и Каменка. Им даны следующие названия: Первый разрыв Понерли, Второй разрыв Понерли и Первый, Второй и Третий разрывы Каменки, причем первые из этих разрывов расположены с юго-восточной стороны данного участка (рис. 80).

В юго-восточном направлении от долины р. Лошень четыре складки, выделенные в ее профиле, прослеживаются до разрыва Быстрой, проходящего вдоль реки того же названия. Следует, однако, отметить, что складка Эмиля на значительном протяжении перекрыта надвинутой на нее складкой Геы.

К юго-востоку от разрыва Быстрой до долины р. Стрый в пределах Береговой скибы выделены следующие складки: Кальмовца, Любенец, Стопыща, Витвицы и Дубковца, причем последняя является вторичной складкой на юго-восточном продолжении чешуи Геы, а складка Витвицы представляет собой юго-восточное продолжение последней.

Тектоника здесь несколько иная, особенно это относится к двум первым складкам (Кальмовца и Любенец), между которыми синклиналь, разделяющая их, постепенно выполаживается в юго-восточном направлении, и в долине р. Стрый эти складки фактически сливаются в одну складку, осложненную некоторой гофрировкой в сводовой части.

В юго-восточном направлении от долины р. Стрый аналогично затухает складка Стопыща, так что в поперечном профиле, проходящем через г. Болехов, наблюдаются лишь две складки: Гошева, являющаяся юго-восточным продолжением складок Любенец и Кальмовца, и складка Витвицы. Последняя, не доходя до поперечного профиля, проходящего через г. Долину, уходит под надвинутые на нее отложения Оровской скибы. В результате этого в пределах Береговой скибы в обнажениях наблюдается лишь одна складка Рыпного, являющаяся юго-восточным продолжением складки Гошева.

В долине р. Чечвы, на юго-западном крыле складки Рыпного, наблюдается вторичная складка Дубшары. Она появляется из-под надвинутых на нее отложений Оровской скибы, но вскоре опять под нее уходит. Шарнир складки Рыпного в юго-восточном направлении приподнят, вследствие этого складка подверглась значительной денудации и, начиная от Рыпного, от нее уцелела лишь незначительная полоса более погруженных участков Береговой скибы в приконтактной части с надвигающимися на нее отложениями Оровской скибы. В местах, где отложения Береговой скибы полностью денудированы, на поверхности наблюдаются структуры Бориславской подзоны (Внутренней зоны Предкарпатского прогиба).

В направлении к юго-востоку снова появляется значительной ширины полоса распространения отложений Береговой скибы, начиная от долины р. Быстрицы Солотвинской — для северо-восточной ее части, и от долины р. Манявки, для всей ее ширины. На всем протяжении от указанных пунктов и до долины р. Быстрицы Надворнянской Береговая скиба имеет ширину, превышающую 11 км. В окрестностях Биткова в ее пределах имеются три тектонических окна, в которых появляются отложения воротыщенской серии Бориславской подзоны.

Здесь Береговая скиба образует пологий покров и перекрывает собой целый ряд структур Бориславской подзоны, которые вскрыты глубоким бурением. К северо-западу, в Майданском поднятии, эти

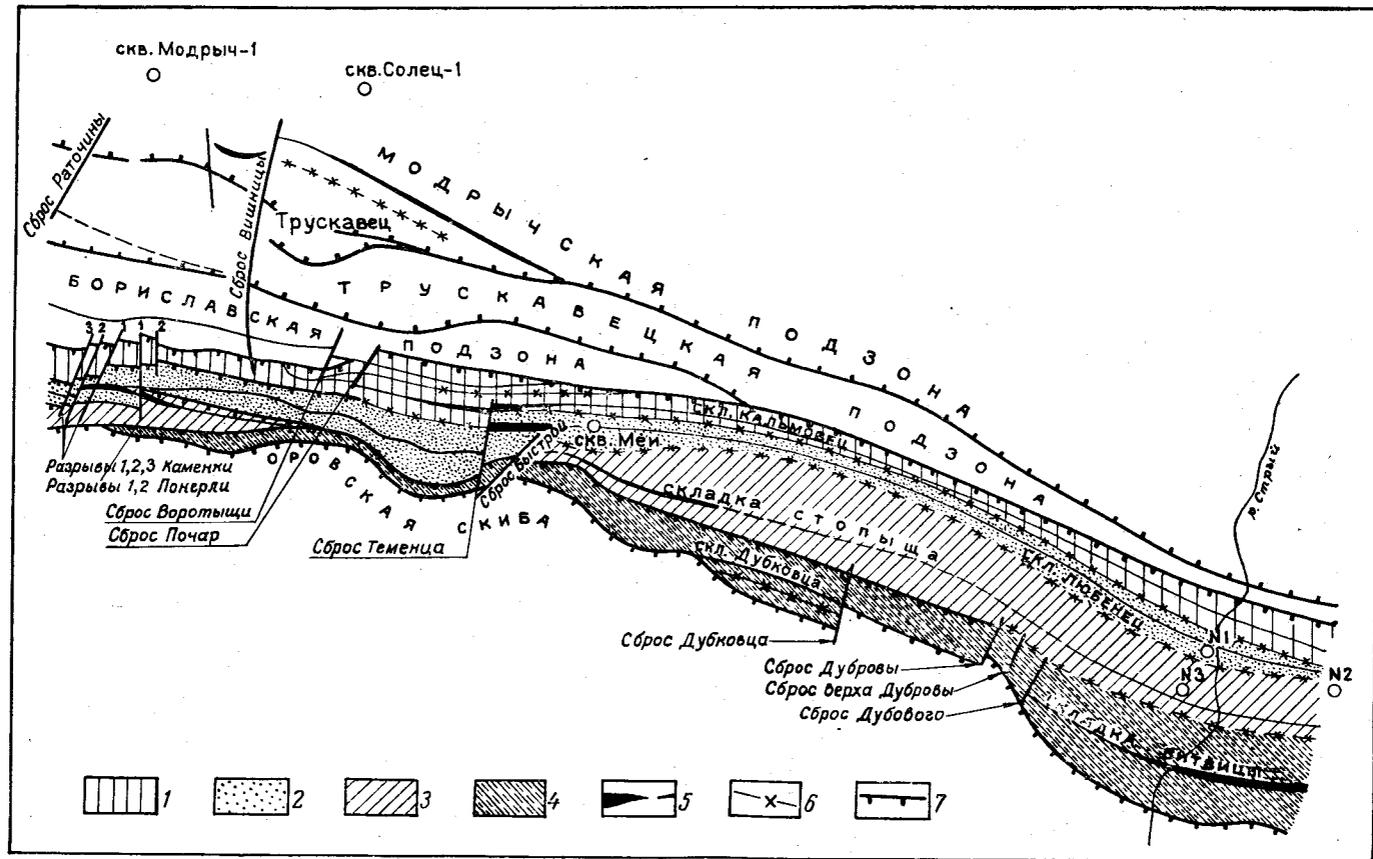


Рис. 80. Тектоническая схема окрестностей Борислав-Любенец. Составил Н. Р. Ладыженский  
 Чешун Береговой скибы: 1 — складка Фортуньы; 2 — складка Софии; 3 — складка Эмилия; 4 — складка Гея; 5 — оси антиклиналей; 6 — оси синклиналей; 7 — границы надвигов

структуры обнажаются на поверхности. Описываемая часть Береговой скибы известна также под названием Битковского покрова. Следует отметить, что в северо-восточной части его имеются три тектонических останца Оровской скибы. Самый большой из них — останец Крепы. Здесь, на частично размытой поверхности менилитовой серии залегают нижнемелитовые отложения, а на вершине горы Крепы — эоценовые.

По юго-восточной стороне р. Быстрицы Надворнянской значительная часть Береговой скибы (в юго-западной стороне) уходит под надвинутые на нее отложения Оровской скибы. Последние сдвинуты здесь к северо-востоку резким уступом протяженностью 4 км, что, возможно, связано с каким-то глубинным сбросом, слабо проявляющимся на поверхности.

В направлении г. Делятина Береговая скиба все больше уходит под отложения Оровской скибы и юго-восточнее Делятина полностью под ними исчезает, а край Карпат к юго-востоку от указанного пункта на протяжении 5 км образует Оровскую скибу. Далее к юго-востоку появляются снова отложения Береговой скибы, полоса выходов которых в долине р. Ратунчева достигает ширины около 1 км. К юго-востоку полоса ее выходов суживается, не доходя с. Текуча, уходит под Оровскую скибу и больше в пределах описываемой территории Карпат не наблюдается.

В пределах Битковского покрова Береговой скибы выявлены следующие структуры: складка Биткова, ось которой проходит по линии, соединяющей три тектонические окна, складка Белозорины и складка Пнива. Последняя соединяется с юго-востока со складкой Страгоры в окрестностях Делятина. Здесь выделены также еще две складки: Кливская и Любожни, причем отмечается значительная микроскладчатость.

К северо-западу от г. Борислава до с. Лопушна (к югу от Самбора) в пределах Береговой скибы можно наблюдать две складки. Юго-западная известна под названием складки Ясеницы Сольной. Она максимально приподнята на территории Ясеницы Сольной. Свод этой складки сложен ямненскими песчаниками. В юго-восточном и в северо-западном направлениях шарнир складки погружается, но в своде складки, на всем протяжении от Лопушной до Борислава, наблюдаются отложения не моложе верхнеэоценовых.

Северо-восточная складка представляет собой вторичную складку на северо-восточном крыле складки Ясеницы Сольной.

На описываемом участке Береговая скиба пересечена рядом поперечных разрывов (с юго-востока на северо-запад): Седна, Попель, Радычева, Ясеницы Сольной, Левурды, Южным и Северным Кругельничкими. Разрыв Ясеницы Сольной пересекает не только отложения Береговой скибы, но также и отложения Бориславской и Трускавецкой подзон Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. В Лопушной имеется аналогичный разрыв того же названия. Он пересекает кроме Береговой скибы также Бориславскую и Трускавецкую подзоны.

К северо-западу от разрыва Лопушной Береговая скиба снова подымается и полоса ее выходов расширяется до 5 км. Здесь выделены складки Воли Блажевской, Звора и Воли Коблянкой, которые прослеживаются до долины р. Днестр. Они осложнены поперечными разрывами: Днестра, Стрельбиц, Сасов и Первым и Вторым разрывами горы Лысой. К северо-западу от разрыва Днестра в Береговой скибе выделены три чешуи (с юго-запада на северо-восток): Стрельбицкая, Смольницы и Шумины. По-видимому, чешуя Стрельбиц является северо-западным продолжением складки Воли Коблянкой.

Складка Воли Блажевской наиболее приподнята, и в ее ядре наблюдаются отложения стрыйской свиты. В сводовых частях складок Стрельбицкой и Воли Коблянской имеются отложения ямненских песчаников (палеоцен).

В юго-восточном направлении складки погружаются и в окрестностях Спрыни — Монастырца перекрываются Оровской скибой. В окрестностях с. Стрельбиц наблюдается Стрельбицкая чешуя до разрыва Билича, по которому отложения Оровской скибы резко перемещаются к северу и почти полностью перекрывают Береговую скибу. Последняя к северо-западу обнажается лишь в пределах узкой полосы до государственной границы с Польшей, причем по правой стороне р. Стрвяж на протяжении около 2,5 км она полностью перекрыта отложениями Оровской скибы, которые образуют здесь северо-восточный борт Скибовой зоны.

В окрестностях Добромила в Береговой скибе отмечено небольшое тектоническое окно. Здесь среди отложений верхнего эоцена Береговой скибы появляются отложения верхней воротыщенской и загорской свит Самборско-Рожнятовской части Модрычской подзоны.

*Оровская скиба* прослежена от государственной границы с Румынией до границы с Польшей. В профиле, проходящем через Борислав — Сходница, К. Толвинским (1937) выделены в ее пределах четыре чешуи и складка Сходницы. Самой северо-восточной из чешуй он дал название Первая чешуя, а самой юго-западной — Четвертая чешуя. Две оставшиеся — Вторая и Третья — находятся в пределах полосы, ограниченной выше перечисленными чешуями. С юго-западной стороны Четвертой чешуи расположена складка Сходницы.

Четвертая чешуя отделена от Сходницкой складки неглубокой синклиналью, выполненной отложениями менилитовой серии. Складка Сходницы представляет собой опрокинутую к северо-востоку антиклиналь с хорошо выраженными крыльями.

Четвертая чешуя надвинута на юго-западное крыло Третьей чешуи. Последняя же надвинута на Вторую, а Вторая на Первую чешую. У всех этих чешуй зажаты и «потеряны» в плоскости надвига северо-восточные крылья. В результате этого в своде их имеются отложения стрыйской свиты, которые контактируют с более молодыми отложениями (олигоценом и эоценом) юго-западного крыла чешуи, на которую они надвинуты. Вторая чешуя сложена в сводовой части ямненским песчаником (палеоценом) и, по-видимому, является вторичной складкой на юго-западном крыле Первой чешуи. В северо-западном направлении эта складка, ундулируя, переходит в чешую Подбужа (см. рис. 73).

В профиле р. Стрый, в Оровской скибе, выделены лишь две чешуи. Северо-восточные крылья этих чешуй зажаты и «потеряны» в плоскости надвига — Первой чешуи — на отложения Береговой скибы, а Второй чешуи — на Первую. На юго-западных крыльях этих чешуй имеются вторичные складки. В пределах Первой чешуи отмечена складка Демни, а в пределах Второй чешуи — складка Побука. Последняя представлена в виде сундучной складки с некоторым углублением в сводовой части. По-видимому, юго-западное крыло складки Побука также осложнено вторичной складкой.

Увязать эти структуры со структурами, выделенными в Оровской скибе в профиле Борислав — Сходница, трудно, так как они разъединены большим разрывом — Мражницким, меридионального направления, который пересекает не менее трех чешуй Оровской скибы в Мражнице.

Значительно хуже изучена Оровская скиба к юго-востоку от долины р. Сукель. Между реками Свича и Быстрица Надворнянская в пределах этой скибы выделены чешуи Липовицы, Яворника и складка Чертежей (см. рис. 66). Обе чешуи имеют северо-восточные крылья, «потерянные» в плоскости их надвига в северо-восточном направлении и сохранившиеся лишь в северо-западной части участка. Таким образом, здесь чешуи образуют опрокинутые к северо-востоку складки.

К северо-западу от профиля, проходящего через Борислав — Сходница, прослеживаются на значительном расстоянии все четыре чешуи Оровской скибы, но уже на территории Опаки (несколько километров к северо-западу от Сходницы) наблюдается ряд поперечных разрывов, усложняющих увязку чешуй в различных разрезах. Это относится в первую очередь к Третьей и Четвертой чешуям. Более уверенно увязаны чешуи Первая и Третья. Между ними имеется чешуя Подбужа, которая в окрестностях Спрыни, Звора и далее в северо-западном направлении образует северо-восточный борт Оровской скибы. Кроме этого, в пределах Оровской скибы отмечена большая чешуя Залоктя, прослеживающаяся от Опаки в северо-западном направлении до долины р. Днестр (см. рис. 66).

В профиле, проходящем через Звор, имеется небольшая чешуя, названная чешуей Кременей (см. рис. 66).

На левой стороне р. Днестр Оровскую скибу, а также скибы Скольскую, Парашки и частично Зелемянки сечет большой разрыв меридионального простиранья (см. рис. 66), названный разрывом Билича от местности, через которую он проходит. К северо-западу от этого разрыва в пределах Оровской скибы разрывных структур не отмечено.

Следует подчеркнуть, что в ряде мест породы, слагающие Оровскую скибу, имеют почти горизонтальное залегание. Примером может служить профиль, проходящий через г. Делятин и курорт Яремче, в котором такое пологое залегание слоев Оровской скибы отмечается на протяжении нескольких километров.

Надвиг Оровской скибы на Береговую имел более значительную амплитуду, о чем свидетельствуют тектонические останцы на отложениях Береговой скибы и в пределах Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Три таких останца имеется в окрестностях Биткова и Солотвина и один в окрестностях Звора (к югу от г. Самбора) — см. рис. 70. В пределах Внутренней зоны Предкарпатского прогиба отмечены два таких останца в окрестностях Монастырца — Лукавыцы (к югу от г. Самбора), один останец в Подливче (к северу от г. Долина) и три останца у Покутского разрыва (к югу от Слободы Рунгурской).

Из этого следует, что Оровская скиба перекрывала ранее во многих местах не только Береговую скибу, но также и полосу прилегающей части Внутренней зоны Предкарпатского прогиба.

В окрестностях Звора отложения стрыйской свиты упомянутого тектонического останца залегают на размытой поверхности отложений эоцена Береговой скибы, а в окрестностях Биткова отложения эоцена и частично нижнемелитовой свиты останца залегают на размытой поверхности верхней части менилитовой серии. В окрестностях Слободы Рунгурской, Долины и Лукавыцы отложения тектонических останцов Оровской скибы залегают на размытой поверхности верхней части воротыщенской серии и стебникской свиты. Исходя из ряда фактов, можно утверждать, что Оровская скиба передвинулась уже после образования Береговой скибы и частичной ее денудации до местоположения, занимаемого останцами в настоящее время, а также после образования отдельных подзон Внутренней зоны Предкарпатского прогиба и частич-

ной их денудации. Можно считать, что это перемещение имело место уже в последнюю (плиоценовую) стадию складчатых движений, т. е. после отложения нижнего сармата, на который надвинута Внутренняя зона Предкарпатского прогиба, переместившаяся также в это время на значительное расстояние к северо-востоку.

Следует подчеркнуть, что до этой и сарматской фаз складчатых движений Карпаты, а также складки во Внутренней зоне Предкарпатского прогиба были уже сформированы и подвергались денудационным процессам.

*Скольская скиба* прослежена от государственной границы с Польшей до долины р. Быстрицы Надворнянской, где она погружена и полностью перекрыта отложениями скибы Парашки, надвинутой на нее с юго-запада на всем ее протяжении.

Скольская скиба хорошо выражена в рельефе. Ее северо-восточная часть, надвинутая на Оровскую скибу, сложена породами стрыйской свиты, которые являются устойчивыми и образуют горный хребет с крутым уступом по линии надвига.

В пределах Скольской скибы выделены три складки: Недельной (в долине р. Днестр), Подлютого (между реками Свича и Ломница) и Бука (между реками Ломница и Быстрица Надворнянская) — см. рис. 66. Все эти складки опрокинуты к северо-востоку. Амплитуда надвига Скольской скибы на Оровскую незначительная.

В северо-западной части Скольская скиба немного смещена в северо-восточном направлении по разрыву Билича.

*Скиба Парашки* надвинута с юго-запада на скибу Скольскую, а к юго-востоку от долины р. Быстрицы Надворнянской полностью ее перекрывает и частично надвигается на Оровскую скибу. Часть этой скибы, расположенная к юго-востоку от долины р. Ломницы, известна в литературе под названием скибы Татарова (Н. Р. Ладыженский включает эту скибу в скибу Парашки).

В северо-западной части скиба пересечена разрывом Билича, по которому северо-западная ее часть немного смещена в северо-восточном направлении. В пределах этой части скибы Парашки выделяются северо-западное продолжение Мальманстальской чешуи и опрокинутая к северо-востоку складка Ленины (см. рис. 73).

По юго-восточной стороне разрыва Билича отмечены складка Топольницы и Мальманстальская чешуя с вторичной гофрировкой и складкой Кондратова на ее юго-западном крыле. Северо-восточное крыло этой чешуи «потеряно» в плоскости надвига. К югу от Сколе выделена складка Даушки, опрокинутая к северо-востоку.

В пределах юго-восточной части скибы Парашки (скибы Татарова) имеется ряд чешуй, опрокинутых к северо-востоку и разделенных надвигами. В ее наиболее приподнятой части имеются отложения стрыйской свиты, которые, погружаясь в юго-восточном направлении, замещаются отложениями палеоцена, затем эоцена и, наконец, олигоцена, так что в долине р. Быстрицы Надворнянской в своде появляются отложения кросненской серии. К юго-востоку от долины этой реки чешуя опять воздымается, и в окрестности Рафайловой в ее своде наблюдаются роговики, залегающие в основании менилитовой серии. Структура имеет здесь как юго-западное, так и северо-восточное крылья. Последнее частично зажато в плоскости надвига, что дает возможность считать эту структуру чешуей Рафайловой, а не складкой того же названия. Эту структуру можно проследить на расстоянии около 10 км к юго-востоку от р. Быстрицы Надворнянской. Затем шарнир ее снова погружается, и в своде появляются лишь отложения кросненской серии, заполняющие Жабьевскую котловину.

Многие авторы относят Жабьевскую котловину к зоне Кросно. Учитывая, что эта депрессия распространяется не только на зону Кросно, но также частично и на Скибовую зону, правильнее считать район Верховины (Жабье) и Рафайловой погруженной частью скибы Парашки. Аналогичное погружение имеется в юго-восточной части следующей скибы — Зелемянки (см. рис. 66).

Скиба Зелемянки прослежена от государственной границы с Польшей до долины р. Быстрицы Надворнянской. К юго-востоку от этой реки граница ее со скибой Парашки (Татарова) принята условно. Уточнение этой границы требует детальных исследований, так как контакт скиб проходит в пределах развития отложений кросненской серии и выявить его трудно. На всем протяжении скиба Зелемянки надвинута на скибу Парашки. По юго-западной стороне скиба Зелемянки граничит со следующей тектонической зоной — Кросненской.

По сравнению со скибами, описанными выше, скиба Зелемянки наиболее погруженная, особенно северо-западная и юго-восточная части. В пределах скибы выделяется ряд складок, наклоненных к северо-востоку и, как правило, с частично выжатыми северо-восточными крыльями. По простиранию, в направлении с северо-запада на юго-восток, складки переходят в чешуи и, наоборот, чешуи переходят в складки. Нередко крылья складок бывают осложнены вторичной складчатостью и мелкой гофрировкой. Шарниры складок испытывают неоднократные погружения и воздымания, что фиксируется постепенной сменой меловых отложений, слагающих ядро складок, ниже-, средне- и верхнепалеогеновыми.

В направлении с северо-запада на юго-восток в пределах скибы Зелемянки в ее центральной полосе выделены складки Ясеницы — Замковой, на простирании которых (юго-восточнее) последовательно расположены чешуя Зубрицкая, чешуя Розанки, переходящая в складку Вышково. По северо-восточному краю скибы располагается складка Кременца, переходящая в складку Менчила и далее, на юго-востоке, в складку Попадьи.

Вдоль юго-западной границы скибы протягивается складка Плоского, переходящая в складку Волосянки, а та в свою очередь в складку Багноватого. Немного юго-восточнее находятся складка Славска и складка Вышковского Горгана.

Граница между Скибовой и Кросненской зонами трактуется по-разному: А. А. Богданов считает, что «Внешняя антиклинальная зона\* спокойно погружается в сторону Центральной синклинальной\*\* зоны», и лишь местами наблюдаются продольные надвиги небольших амплитуд, имеющие локальное развитие. Таким образом, граница между зонами должна проводиться по контуру развития кросненских отложений, поскольку они являются характерными только для Кросненской зоны.

Вторая точка зрения, которой придерживаются О. С. Вялов и Н. Р. Ладыженский, состоит в том, что границу между Скибовой и Кросненской зонами нужно проводить по краю последней скибы, независимо от того, попадает она по простиранию в полосу развития кросненской серии или нет. Согласно последней точки зрения получается, что в юго-восточной части описываемой территории Кросненская зона уже отсутствует или от нее остается только очень узкая полоса вследствие перекрытия ее большим надвигом следующей (Черногорской) зоны.

\* Скибовая (по О. С. Вялову).

\*\* Кросненской (по О. С. Вялову).

О. С. Вялов в своих работах воздерживается от однозначного решения вопроса о существовании регионального надвига между Скибовой и Кросненской зонами, в то время как Н. Р. Ладыженский прямо пишет: «Зона Береговых Карпат\* отграничена от зоны Центральных Карпат\*\* региональным продольным разрывом, прослеживаемым, за исключением небольшого участка, к северо-западу от р. Опор, очень четко и на большом расстоянии»\*\*\*.

Кросненская зона располагается между сложно построенным сооружением Внутренних Карпат и разбитой чешуями Скибовой зоны Карпатской складчатой области. Польские геологи называли эту зону



Рис. 81. Рельеф Кросненской зоны в окрестностях с. Крывка. Фото Н. Р. Ладыженского

Центральной карпатской депрессией. Н. Р. Ладыженский предложил термин «зона Центральных Карпат».

Изученность Кросненской зоны до сего времени остается недостаточной. Это объясняется главным образом тем, что слагающие Кросненскую зону мощные (до нескольких тысяч метров) песчано-глинистые отложения кросненской серии лишены четких маркирующих горизонтов, что затрудняет выявление характера структур данной зоны. К этому надо добавить плохую обнаженность в пределах зоны вследствие ее морфологических особенностей — сглаженных форм рельефа, образующих как бы депрессию среди довольно резко возвышающихся по обе стороны этой депрессии Скибовой, Дуклянской и Дусинско-Черногорской зон (рис. 81).

Наиболее полно и четко изложена тектоника зоны Кросно в работе А. А. Богданова (1953 г.). Он называет эту зону Центральной синклиальной зоной и считает, что «положение Центральной синклиальной зоны между обрамляющими ее с северо-востока и юго-запада крупными антиклинальными поднятиями\*\*\*\*, резко отличающимися характером и значительно большей интенсивностью тектонических нарушений, является достаточно своеобразным... Имеющиеся материалы заставляют делать вывод, что Центральная синклиальная зона является полосой устойчивого прогибания на всем протяжении верхнемелового палеогенового, а возможно, отчасти и миоценового времени».

\* Скибовая зона.

\*\* Кросненской зоны.

\*\*\* Это мнение разделяется далеко не всеми геологами. — *Прим. ред.*

\*\*\*\* Внешней антиклинальной и Внутренней антиклинальной зонами (по А. А. Богданову).

Кросненская зона, характеризующаяся преимущественным развитием пород олигоценового возраста (менилитовой, а главным образом, кросненской серии), нарушена интенсивной складчатостью. Однако складки носят в ней специфический характер\*. Антиклинали здесь имеют форму узких гребней, вытянутых иногда на десятки километров. В поперечном сечении они приближаются по типу к килевым складкам, в ядрах которых имеют место интенсивные дисгармоничные перемещения масс. Продольные надвиги развиваются в сводах складок, лишь в редких случаях захватывая их крылья. Нередко антиклинали нарушаются поперечными и косыми сбросо-сдвигами.

В отличие от антиклиналей, синклинали характеризуются большой шириной и уплощенностью форм. Местами в них также проявляется дисгармоничная складчатость, не нарушающая их плавных очертаний. Многие складки по простиранию расщепляются на ряд ветвей, которые при затухании часто располагаются кулисообразно.

Наиболее полно изучено строение зоны Кросно в ее северо-западной части. Здесь характерным примером антиклинальных складок Кросненской зоны является антиклиналь Погара. В сводовой ее части обнажаются породы менилитовой серии, на крыльях залегают кросненские песчаники. Сводовая часть складки сильно перемята: здесь наблюдаются крутые углы наклона слоев, падающих преимущественно на юго-запад. Судя по строению верхней части ядра антиклинали Погара, вскрытой скважинами и выходящей на дневную поверхность, эта складка имеет сложную килевую форму, и в ее основании находится более пологая складка нижнепалеогеновых и меловых пород. Юго-западное крыло складки наклонено на юго-запад под углом 50—60°, восточное крыло, перевернутое и частично сорванное, падает также на юго-запад, но под более крутыми углами. Антиклиналь Погара пересечена тремя поперечными сбросо-сдвигами, разбивающими ее на отдельные блоки. На крыльях антиклинали отмечается вторичная складчатость.

Отложения кросненской серии, слагающие большую часть территории этой зоны, лишены четких маркирующих горизонтов. Многочисленные складки линейного простирания, сложенные как в сводовых, так и в более погруженных частях кросненскими отложениями и нередко образующие надвиговые структуры, очень трудно выявляются при полевых исследованиях. В юго-западной части описываемой полосы Кросненской зоны породы нижнекросненской свиты усложнены подводными оползнями больших масштабов и обильной микроскладчатостью. Это в свою очередь вызывает значительные осложнения при изучении тектоники зоны.

Отложения эоцена в пределах описываемой зоны наблюдаются в приконтактной полосе со Скибовой зоной на значительном пространстве (от границы с Польшей почти до с. Завадка), а также к северу от пос. Межгорье в верховьях р. Рики и в окрестностях Смерже. Незначительное развитие имеют также и отложения палеоцена.

Породы менилитовой серии сопровождают отложения эоцена, а также иногда развиты в сводах антиклинальных структур на более приподнятых участках.

В пределах описываемой части Кросненской зоны выделен целый ряд складок и чешуй. Из числа складок можно указать следующие: Мшаница, Ломной, Борини, Росохатого, Бутельки-Кривки — к западу от р. Стрый и Яблонова, Погара, Мохнатого, Гатара, Тухольки.

\* Описание тектоники Кросненской зоны дается по материалам А. А. Богданова.

В направлении на северо-запад антиклиналь Погара переходит в антиклиналь Лосница. К юго-востоку ее продолжением служит узкая антиклиналь Тарнавки, которая имеет тот же тип строения.

Аналогичной структурой обладает антиклиналь Тухольки, протягивающаяся в с. Лавочное. Восточное крыло складки сильно сокращено и надвинуто на более высокие горизонты кросненской серии. Помимо описанных, могут быть названы еще следующие антиклинальные складки: 1) антиклиналь Опощеца, протягивающаяся на северо-запад в район с. Мохнате на расстоянии около 20 км, 2) узкая антиклиналь — от с. Смольника до с. Нижний Туров, где она разветвляется на две ветви; складки Боберка-Борыня, Росохате и др.

Выше отмечалось, что синклинальные полосы, разделяющие узкие антиклинали, отличаются большей величиной своего поперечного сечения (иногда более 6 км). Плоские, чашеобразной формы синклинали наблюдаются на территории Польши в бассейне р. Сан, где они разделяют антиклинали, своды которых сложены меловыми породами.

В пределах описываемой части Кросненской зоны более распространенным является другой тип синклиналей — с крутыми падениями пород в краевых и центральных частях. В этих синклиналиях наблюдаются резкие вторичные складки, осложняющие их строение. Вторичные складки нередко имеют острую форму. Большой частью они являются прямыми или слабо наклоненными на северо-восток и лишь в редких случаях наклонены к юго-западу. Несмотря на общую интенсивную дислоцированность пород, синклинали этого типа сохраняют также плавность очертаний. Вторичные антиклинали могут достигать значительных размеров.

В широких синклинальных полосах наблюдаются узкие и значительные по длине вторичные синклинали, выполненные отложениями верхнекросненской свиты. Протяженность их доходит до 20 км (синклиналь юго-восточнее с. Ильник, у западного конца г. Турки, к югу от с. Борини). Отложения мелкоритмичного флиша верхнекросненской свиты в центральных частях этих синклиналей сжаты иногда в мелкие резкие складки.

Таким образом, широкие синклинальные полосы отложений верхнекросненской свиты, сопряженные с узкими антиклинальными складками, сложенными в ядрах породами менилитовой серии и нижнекросненской свиты, представляют собой неоднородные структуры, распадающиеся на вторичные складки, имеющие прямые или слабо наклоненные формы.

От всех описанных складок резко отличается по своему строению поднятие Смерже и ряд антиклиналей, находящихся на северном окончании горного массива Горган. Н. Р. Ладыженский считает, что массив Смерже является одним из тектонических останцев Магурско-Черногорской зоны. По мнению А. А. Богданова, такой трактовке противоречат нормальные взаимоотношения пород, наблюдаемые на южном окончании массива, а также и то, что песчаники и конгломераты, слагающие массив Смерже и принадлежащие к эоцену, палеоцену и мелу, не похожи ни на одну из свит, развитых в соседних тектонических зонах. Имеющийся материал позволяет, по мнению А. А. Богданова, сделать единственный вывод — что массив Смерже является сводом антиклинального поднятия, ограниченного системой разломов. Подобный своеобразный характер строения имеет антиклиналь хр. Ближнец.

Соотношения Кросненской зоны с располагающимися юго-западнее зонами Внутренних Карпат — Дуклянской и Дусинско-Черногорской — сложны и рассматриваются разными геологами по-разному. Одни исследователи (О. С. Вялов, Н. Р. Ладыженский) юго-западную

границу Кросненской зоны изображают в виде крупного регионального надвига значительной амплитуды, приводя в доказательство его существования тот факт, что этот надвиг, называемый Магурским, доказан и прослежен на огромном протяжении в Польских и Чехословацких Карпатах вплоть до границы Украинских Карпат. Под этим надвигом скрываются в юго-восточной части Украинских Карпат сначала зона Кросно, а затем скиба Зеелемянки и частично скиба Парашки Скибовой зоны Карпат.

Совершенно иного мнения придерживается А. А. Богданов. Он считает, что на отдельных участках Центральная синклинали и Внутренняя антиклинальная зоны\* связаны естественными переходными формами, в других же случаях антиклинальные структуры Внутренних Карпат надвинуты на Центральную синклиналию зону\*\*. Надвиги эти имеют локальный характер. Детальные исследования последних лет подтвердили правильность данной точки зрения. Магурский надвиг на территории Украинских Карпат выклинивается — это мнение в настоящее время поддерживается большинством советских геологов, изучающих Карпаты, а также и зарубежными исследователями, работающими на смежной с нами территории (Б. Лешко, 1963).

В связи с различными воззрениями на характер сочленения Кросненской зоны с Внутренними Карпатами по-разному представляется и сам контур Кросненской зоны. На схеме А. А. Богданова в пределы Кросненской зоны включены крупные продольные межгорные котловины — Ясинская и Жабьевская. На схемах О. С. Вялова и Н. Р. Ладыженского они попали в Скибовую зону.

Область Горганских складок в схемах Н. Р. Ладыженского и О. С. Вялова включена в Черногорскую\*\*\* зону, в то время как А. А. Богданов доказывает, что Горганские складки следует рассматривать как поднятое основание Центральной синклинали (Кросненской — по О. С. Вялову). Это подтверждается тем, что по характеру разреза область Горганских складок связана со Скибовой и Черногорской зонами — здесь тоже отсутствуют отложения кросненской серии, ограничены в распространении породы менилитовой серии и наиболее широко развиты эоцен и палеоцен и в меньшей мере — мел. Одновременно складчатые структуры этой области теснейшим образом связаны со структурами Кросненской зоны — они замещают друг друга по простиранию, образуя единую складчатую полосу. Промежуточность тектонического характера этой области подтверждается и характером разрывных нарушений. Все это дает достаточно оснований для включения Горганских складок в Кросненскую зону (рассматривая их в качестве наиболее приподнятого участка зоны в пределах нашей территории).

Дуклянская зона. Вдоль юго-западного края Кросненской зоны протягивается неширокая полоса, именуемая Дуклянско-Ужокскими складками. Они почти целиком располагаются на территории Польши и в пределы Советского Союза заходят узкой полосой.

Н. Р. Ладыженский включает Дуклянско-Ужокские складки в Магурско-Черногорскую зону в качестве подзоны. О. С. Вялов (1960 г.) выделяет полосы этих складок в самостоятельную Дуклянскую зону (см. рис. 14). По тектоническому положению он относит Дуклянскую зону к Внешним Карпатам.

А. А. Богданов называет эти складки Дукельско-Ужокским антиклинальным поднятием, погружающимся в районе Дукельского перевала и на своем юго-восточном окончании, выраженным Лужской антикли-

\* Кросненская, Дуклянская и Дусинско-Черногорская зоны (по О. С. Вялову).

\*\* Кросненскую (по О. С. Вялову).

\*\*\* Магурско-Черногорскую (по Н. Р. Ладыженскому).

налью, пересекающей р. Уж западнее Ужожского перевала. А. А. Богданов включает Дукельско-Ужожское поднятие в состав Внутренней антиклинальной зоны, отмечая, однако, что черты строения этого поднятия позволяют в известной мере провести аналогию с Горганскими складками.

Геологическое строение Дуклянской зоны в пределах СССР подробно не освещено, приводятся лишь самые общие данные, говорящие о том, что в пределах Дуклянской зоны выделяется ряд крупных, но узких антиклиналей, осложненных надвигами с движением масс в северо-восточном направлении. Более полно развиты юго-западные крылья антиклиналей, северо-восточные крылья выражены слабо и иногда сорваны (А. А. Богданов, 1953 г.).

Упомянутая выше Лужская антиклиналь, располагающаяся на юго-восточном замыкании Дуклянской зоны, протягивается от границы с Польшей к югу, через села Лубня и Луг, пересекает р. Уж и постепенно погружается, затухая в междуречье Ужа и Люты. Простираение складки — почти меридиональное. В сводовой части антиклинали выступают породы верхнего мела, представленные в циснянской и лупковской фациях, отличающихся от стрыйской фации Скибовой зоны Карпат. На крыльях залегают флишевые отложения палеоцена, эоцена и олигоцена. Это почти симметричная узкая складка крупных размеров. Породы, слагающие антиклиналь, сильно смяты в более мелкие складки. Углы наклона крыльев складки крутые — 60—70°.

Нормально ли погружается Дуклянская зона в юго-восточном направлении, срезана ли она крупным региональным надвигом или продолжается по простираению далее к юго-востоку — для ответа на эти вопросы еще нет достаточно достоверных данных.

**Дусинско-Черногорская зона\***. Площадь, занятая Дусинско-Черногорской зоной, охватывает обширную территорию юго-западного склона Украинских Карпат, а в восточной части переходит и на северо-восточный склон. Это — бывшая «зона Магуры», потерявшая свое старое название в связи с тем, что, как доказано последними исследованиями, Магурского надвига в пределах Украинских Карпат не оказалось. Это не только мнение советских геологов. Б. Лешко (1963) — чешский геолог — пишет: «В восточной части Чехословацких Карпат Магурская зона постепенно исчезает как фациально, так и тектонически».

Об отсутствии Магурского надвига в Украинских Карпатах писали А. А. Богданов, М. В. Муратов, И. Д. Гофштейн и др. Согласно их представлениям, переход Кросненской зоны в Дуклянскую и Дусинско-Черногорскую является постепенным, нормальным, лишь местами осложненным локальными продольными и реже поперечными разрывами небольшой амплитуды. Кулисообразно расположенные складки Внутренней антиклинальной (Дусинско-Черногорской) зоны, сложенные меловыми и палеогеновыми породами, погружаются в пределы Центральной синклинальной (Кросненской) зоны.

Другие авторы (О. С. Вялов, Н. Р. Ладыженский) считают, что между указанными зонами имеется крупный региональный надвиг значительной амплитуды.

О. С. Вялов характеризует Дусинско-Черногорскую зону как новую самостоятельную тектоническую единицу, вышедшую из-под Магурского

\* Как уже было указано выше, О. С. Вялов выделяет в своей схеме Дусинскую и Черногорскую зоны как самостоятельные тектонические единицы. Недостаточная обоснованность такого деления и невозможность определения границ каждой из выделенных зон в отдельности вынуждают (на данном этапе изученности) объединить эти две зоны в одну — Дусинско-Черногорскую. — *Прим. ред.*

надвига недалеко от границы территории СССР. А. А. Богданов, М. В. Муратов и многие другие геологи рассматривают описываемую зону вместе с Раховской зоной О. С. Вялова как северное крыло Внутренней антиклинальной зоны, ядром которой является Мармарошский (Раховский) кристаллический массив.

Тектоника Дусинско-Черногорской зоны чрезвычайно сложна и довольно разнотипна в различных частях. В строении сложных структурных единиц этой зоны принимают участие мощные толщи флишевых образований мелового и палеогенового возраста. Все породы интенсивно дислоцированы, смяты в сложные складки, разбиты сбросами и надвигами, а местами прорваны интрузивными породами или перемежаются с вулканическими образованиями.

Это заставляет предполагать наличие в пределах Дусинско-Черногорской зоны нескольких блоков, разделенных между собой поперечными (север-северо-восточного простирания) разломами, местоположение которых можно наметить пока только условно. Такая особенность в строении Дусинско-Черногорской зоны была установлена и описана М. М. Жуковым (1961).

Первый блок — самый крупный и наиболее приподнятый — юго-восточная часть зоны — от границы с Румынией примерно до р. Шопурки. Он характеризуется выходом на поверхность и широким развитием ниже- и верхнемеловых пород, слагающих ядра антиклинальных складок. Наиболее крупная складка — Петросская антиклиналь, в ядре которой обнажаются юрские известняки, эффузивы и нижнемеловой флиш. Эта сложно построенная асимметричная складка, опрокинута и надвинута в виде покрова на северо-восток. Свод антиклинали разбит серией крутых сбросов северо-западного простирания. К северо-западу антиклиналь круто погружается под верхнемеловые отложения, фиксируя: далее на хр. Свидовец, отложениями шипотской свиты.

К юго-востоку от горы Говерла Петросская антиклиналь погружается под меловые и палеогеновые отложения.

Можно предположить, что с указанным поперечным поднятием связан выход на дневную поверхность наиболее древних — домезозойских и мезозойских пород в Мармарошской и Раховской зонах. Этот блок надвинут в северо-восточном направлении на Кросненскую зону и частично на Скибовую\*.

Второй блок, занимающий примерно междуречье Шопурки и Тербли, несколько опущен по отношению к первому — выходы меловых пород здесь резко сокращены, и преобладающим развитием пользуются отложения палеогена. В пределах этого блока выделяются две крупные, узкие, протягивающиеся на большое расстояние (свыше 30 км) складки — Климовская и Кросненская антиклинали, сводовые части которых сложены флишевыми породами нижнего и верхнего мела, крылья — палеоценовыми флишевыми отложениями. Складки наклонены к северо-востоку и частично сорваны и надвинуты в том же направлении.

На крыльях складок наблюдается интенсивная вторичная складчатость. Складки узкие, углы падения пород на крыльях и в присводовых частях 60—80°.

Расположенная между ними Мокранская синклиналь является асимметричной: северо-восточное ее крыло — узкое, круто наклоненное к юго-западу. Центральная часть очень узкая, с крутыми углами падения, расширяющаяся в северо-западном направлении. Сложена аргиллитами и песчаниками нижнемеловитовой свиты. Юго-западное крыло —

\* Н. Р. Ладыженский именует эту часть Черногорской зоны «скибой Скуповой».

широкое, осложненное вторичной складчатостью — узкими, мелкими складками, с падениями крыльев  $60-70^\circ$ , в основном к юго-западу. Крылья синклинали сложены породами эоцена и палеоцена.

Согласно данным М. М. Жукова (1961), примерно по долине р. Тербли проходит крупное тектоническое разрывное нарушение, имеющее региональное значение.

К северо-западу от него, западнее р. Тербли, располагается третий блок, опущенный по отношению ко второму. Он характеризуется преобладающим развитием палеоценовых отложений с выходом в наиболее приподнятых частях верхнемеловых пород. Складки здесь, как правило, короткие, быстро погружающиеся в обе стороны, типа брахиантиклиналей. Наблюдается виргация складок. Три складки — Ждимирская, Боршвская и Кичерская — сложены в сводовых частях верхнемеловым флишем, крылья — песчаниками палеоцена. Это узкие складки с крутыми углами падения крыльев к юго-западу. Северо-восточные крылья Ждимирской и Кичерской складок сорваны. Складки наклонены на северо-восток. Синклинали, располагающиеся между ними, сложены палеоценом и имеют расплывчатые очертания. В междуречье Боржавы и Тербли в пределах третьего блока наблюдаются широкие антиклинали, в строении которых принимают участие главным образом отложения палеоцена. Это — антиклинали Мерша, Менчульская, Рикская, Вучковская и Быстрицкая, среди которых можно отметить как прямые, так и наклонные (на северо-восток) складки, осложненные интенсивной вторичной складчатостью. Синклинали, их разделяющие, узкие в центральных частях, сложены эоценом. Крылья широкие, с преимущественным наклоном на юго-запад. Отмечены продольные разрывные нарушения, быстро затухающие.

Четвертый блок намечается между реками Латорицей и Турицей. Строение этого участка рассматривается по-разному. Можно предположить, что это — наиболее опущенный блок Дусинско-Черногорской зоны, так как преобладающее развитие в его пределах имеют отложения эоцена и олигоцена, а в центральной части блока наблюдаются самые молодые образования Дусинско-Черногорской зоны — песчаники рунской свиты, по возрасту относящиеся к верхам олигоцена. Указанные породы слагают обширный горный массив — Полонина Руна, имеют мощность 900 м, залегают почти горизонтально или с очень слабым наклоном ( $5-10^\circ$ ) преимущественно к центру массива. Эти песчаники отчетливо выступают на обрывистых, местами почти вертикальных склонах горы Полонина Руна. Залегают они на сильно дислоцированных — смятых в складки и разбитых сбросами более древних породах, начиная с мелового и кончая нижнеолигоценовым возрастом.

Геологическое строение Полонины Руны рассматривается разными геологами по-разному. В результате работ, проведенных работниками Карпатской экспедиции МГРИ, создано мнение, что песчаники рунской свиты имеют верхнеолигоценовый возраст и несогласно залегают на сложнодислоцированных породах палеоцена, эоцена и нижнего олигоцена, образуя, таким образом, молодую структуру типа наложенной мульды (Богданов, 1949) — см. рис. 82.

По мнению О. С. Вялова (1952), «несогласного залегания между рунской свитой и нижележащими отложениями нет, а более заметная интенсивная складчатость в подстилающих слоях и отсутствие ее в массивных песчаниках является следствием дисгармонии пластичных и плотных пород. Последовательность слоев и их залегание — нормальные, и о существовании наложенных мульд в Карпатах говорить нельзя».

И. Д. Гофштейн (1962а) высказал предположение, что явление пологого залегания рунской свиты можно объяснить, допустив, что ее подстилает выступ древних метаморфических пород. В период тектонических движений этот выступ фундамента служил жестким упором, который мешал распространению складчатости в его пределах (см. рис. 83). Развивая дальше эту мысль, он допускает наличие разрывов, ограничивающих Полонину Руну.

Трудно согласиться с мнением И. Д. Гофштейна, так как в нижних частях южного, восточного и северного склонов Полонины Руны наблюдается налегание пологозалегающих песчаников рунской свиты на интенсивно перемятые флишевые отложения нижнего олигоцена, эоцена,

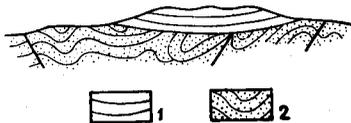


Рис. 82. Схема геологического строения горы Полонина Руна (по А. А. Богданову)

1 — рунская свита; 2 — нижнеолигоценовые и более древние отложения

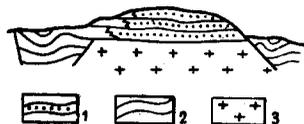


Рис. 83. Структурная схема горы Полонина Руна (по И. Д. Гофштейну)

1 — массивные песчаники; 2 — флиш; 3 — кристаллические породы

палеоцена и мела. В то же время слабо доказанным выглядит предположение С. Л. Афанасьева (1963 г.) о наличии несогласия между олигоценом и эоценом на западном склоне Полонины Руны, а также выделение им мульд на горах Лаутанская Голица, Мал. и Вел. Выжек и Корна. Скорее всего их там нет\*.

Таким образом, вопрос о геологическом строении Полонины Руны нельзя считать окончательно решенным до проведения на данной площади буровых работ.

Пятый, самый западный блок Дусинско-Черногорской зоны приподнят и фиксируется выходом в ядра антиклиналей меловых и палеоценовых пород. Наиболее крупной структурой в пределах данного блока является Березнинская складка — крупная и сложнопостроенная брахантиклиналь веерообразной формы, вытянутая в северо-западном направлении. В ее ядре обнажаются породы верхнего мела, очень сильно дислоцированные — смятые в мелкие складки, разорванные сбросами; породы перетерты, раздроблены, с зеркалами скольжения. Крылья, почти вертикально стоящие и образующие веер, сложены породами палеоцена, тоже сильно дислоцированными, но в меньшей степени, чем верхнемеловые. Антиклиналь разбита крупными сбросами северо-восточного простирания, к некоторым из них приурочены обильные выходы минеральных источников. По периферии складки наблюдаются нефти и газопроявления, проявления озокерита.

Наряду с упомянутыми предполагаемыми крупными разломами, разделяющими Дусинско-Черногорскую зону на отдельные блоки, геологическим картированием было выявлено в пределах зоны большое количество более мелких разрывных нарушений северо-восточного и почти меридионального простираний. Пока что они зафиксированы главным образом в северо-западной части данной зоны, в пределах

\* Н. И. Жилковский (1963) указывает на наличие в песчаниках, слагающих гору Мал. Выжек, эоценовых нуммулитов, определенных К. Л. Хлопониним и Б. Т. Голевым. Значит, действительно, мульды там нет. — *Прим. ред.*

четвертого и пятого блоков. Такие же поперечные разрывные нарушения выявляются в настоящее время и в более восточных частях Дусинско-Черногорской зоны.

Как было сказано выше, согласно данным М. М. Жукова (1961), по узкому междуречью Рика—Теребля проходит крупное разрывное тектоническое нарушение, имеющее региональное значение. Оно ориентировано вкрест карпатского простираия. Опущенным является западное крыло сброса. Амплитуда смещения по сбросу достигает 200—250 м. Сброс установлен геоморфологическими методами. Его линия четко прослеживается от Солотвинской впадины через весь Карпатский хребет. На северном склоне Карпат, в пределах Скибовой зоны, он намечается в междуречье Стрыя и Свичи.

По-видимому, это не одиночное нарушение, секущее Карпаты вкрест простираия. Вероятно, с ним сопряжен в какой-то мере идущий западнее и параллельно Рика-Тереблинскому сбросу глубинный разлом, по которому были выведены на поверхность лавы Выгорлат-Гутинского хребта на его субмеридиональном отрезке между с. Долгое—г. Виноградов.

Описываемые дизъюнктивные нарушения существенно важно сопоставить с подобными же субмеридионального простираия разрывными нарушениями. Эти сбросы образовали ряд параллельно расположенных ступеней, которые от бассейна р. Ужа погружаются в восточном направлении, т. е. навстречу описанному сбросу в бассейне р. Рика.

Таким образом возникает представление о седловинообразном поперечном погружении оси мегаантиклинория Карпат между реками Уж и Рика. Это погружение было описано М. М. Жуковым (1961) как Стрый-Латорицкое седло Карпат.

Следовательно, в пределах Дусинско-Черногорской зоны выделены пять поперечных блоков. Они хорошо различаются между собой по слагающим их с поверхности отложениям мела и палеогена. По этому признаку удалось установить, что блоки погружаются в западном направлении начиная со второго, опущенного по отношению к первому. Третий блок опущен по отношению ко второму. Наконец, четвертый является наиболее погруженным. Самый западный, пятый, точнее северо-западный, поднят по отношению к четвертому.

Приведенные данные о наличии поперечных дизъюнктивных нарушений в Дусинско-Черногорской зоне позволяют утверждать, что опускание блоков происходило по поперечным сбросам. Разрывные дислокации могут считаться доказанными между вторым и третьим блоками (Рика-Тереблинский сброс) и между четвертым и пятым блоками (серия ступенчатых сбросов).

В итоге, в пределах Дусинско-Черногорской зоны Карпат намечена крупная волна изгиба (прогиба), в центре которой в зоне максимального прогибания (третий и четвертый блоки) располагается Стрый-Латорицкое седло.

В пределах Дусинско-Черногорской зоны, в отличие от описанных выше зон, имеются следы магматической деятельности — меловые и палеогеновые вулканогенные образования, относящиеся к офиолитовой формации (диабазы в бассейнах рр. Черной Тисы, Лужанки, Теребля, Рики), а также мелкие гипабиссальные тела основного и кислого состава (неогенового возраста), развитые по южной окраине Дусинско-Черногорской зоны, в ее западной части (четвертом и пятом блоках).

Юго-западная граница Дусинско-Черногорской зоны представляет собой (по О. С. Вялову) на всем протяжении крупный региональный

разрыв, по которому указанная зона контактирует с Магурской, Выгорлат-Гутинской и Раховской зонами\*.

Магурская зона. На схеме О. С. Вялова Магурская зона занимает небольшой уголок в районе пос. Перечина между государственной границей СССР с Чехословакией и р. Уж. Северную границу зоны О. С. Вялов (1963а) проводит от с. Малый Березный на р. Уж к с. Турица, затем — севернее сел Порошково и Свалявка; далее она скрывается под эффузивами Выгорлат-Гутинского хребта.

Вполне возможно, что и этот небольшой уголок Магурской зоны скоро исчезнет с карт, так как эта зона, широко развитая западнее, в Польше и Чехословакии, на территории Украинских Карпат не установлена, а многочисленные исследования, проведенные в пределах Внутренних Карпат, говорят об ее отсутствии. Не доказана она и на том кусочке, который в схеме О. С. Вялова (см. рис. 14) отведен Магурской зоне. Строение этой площади не отличается от соседнего района, включенного в состав Дусинско-Черногорской зоны — здесь развиты антиклинальные и синклинальные складки, сложенные идентичными по литологическому составу флишевыми породами мела, палеоцена и эоцена, прямые и наклоненные на северо-восток, со вторичной складчатостью на крыльях, разбитые поперечными и продольными нарушениями типа сбросов и прорванные в нескольких местах мелкими гипабиссальными телами кислого, среднего и основного состава. Граница Магурской зоны (на схеме О. С. Вялова) за р. Уж резко поворачивает к югу и уходит под вулканогенные породы Выгорлат-Гутинского хребта.

Раховская зона является следующей самостоятельной тектонической единицей, выделенной на схеме О. С. Вялова (см. рис. 14). Северная граница ее — тектоническая, местами фиксирующаяся блоками и массивами диабазов и юрских известняков, приуроченных к этому тектоническому шву. С этой же линией связан и покров горы Петрос.

Раховская зона определяется контурами развития черного нижнемелового флиша, называемого раховской свитой. На описываемой территории эта зона представлена очень узкой полосой, начинающейся в долине р. Боржавы, примерно у с. Бронька и протягивающейся в юго-восточном направлении. Полоса эта сильно расширяется при приближении к долине р. Тисы и уходит в пределы Румынии, где имеет очень широкое развитие. Это последнее обстоятельство позволило О. С. Вялову выделить и на территории Украинских Карпат Раховскую зону как самостоятельную тектоническую единицу.

Отложения, образующие Раховскую зону, представлены в основном раховской свитой, по возрасту относящейся к неокому и состоящей из ритмичного переслаивания черных известковистых аргиллитов, алевролитов, песчаников и реже известняков и мергелей.

Ввиду незначительного развития указанных пород в них трудно установить детали строения, однако обращает на себя внимание исключительно сильная дислоцированность пород нижнемелового флиша — почти на всем протяжении они смяты в мелкие разнонаправленные и различные по форме складки, нередко разбитые сбросами. Местами (на реках Б. Уголька, Теребля, Лужанка и др.) можно наблюдать, как аргиллиты сильно передроблены и перетерты, а пласты песчаников

\* Согласно схеме Н. Р. Ладыженского, следующей к юго-западу (от Дусинско-Черногорской зоны) является Пенинская зона. А. А. Богданов не проводит в этом месте вообще никаких региональных тектонических границ. Расположенная юго-западнее область в его схеме принадлежит так же, как и Дусинско-Черногорская зона, к Внутренней антиклинальной зоне.

разорваны и в виде отдельных кусков вмяты в перетертую массу аргилитов. Для таких участков характерно обилие хорошо выраженных зеркал скольжения. Необходимо отметить, что преобладающим азимутом падения пород раховской свиты является юго-западное — породы наклонены (и надвинуты) в северо-восточном направлении.

Мармарошская зона представляет особый интерес, так как это единственная зона во всей флишевой области, в которой древний кристаллический субстрат высоко приподнят и выведен на поверхность. А. А. Богданов считает ее кристаллическим ядром Восточных Карпат и включает во Внутреннюю антиклинальную зону, у В. И. Славина — это зона Главного антиклинория Карпат.

Н. Р. Ладыженский считает, что в настоящее время степень геологической изученности не дает возможность выделять Раховскую, Мармарошскую и Утесовую зоны в самостоятельные тектонические единицы и поэтому объединяет указанные зоны в одну — Пенинскую зону. Он причисляет Раховский кристаллический массив к Пенинской зоне, считая, что «домеловые выходы Раховского массива и Чивчинских гор можно принимать как более приподнятые участки пра-Карпат».

В Румынии широкой полосой протягивается Мармарошский массив, сложенный древними метаморфическими породами. Незначительный его участок — северо-западное окончание — переходит и на территорию СССР, пересекая р. Тису южнее г. Рахова. Этот участок известен под названием Раховского массива. К северо-западу он быстро погружается под флишевую оболочку. Именно эта зона — Раховский массив и его мезо-кайнозойская оболочка, протягивающаяся на запад, — была названа Д. Андрусовым Мармарошской зоной.

Раховский массив с севера и востока ограничен Раховской зоной Внутренних Карпат, с запада и частично с юга он граничит с Солотвинской впадиной. Сочленение массива с окружающими структурами сложное.

Тектонику Раховского массива изучали И. Ф. Трусова, А. А. Максимов, А. А. Денисевич, позднее — Л. Г. Ткачук и А. Л. Кривин, а в последние годы П. П. Шрамко, Л. К. Курячий, А. К. Бойко, В. В. Высоцкий и др.

Данные о возрасте кристаллического фундамента Карпат и его структуре имеются в работах Н. П. Семененко (1960), Н. П. Семененко и др. (1962, 1963) и И. В. Высоцкого (1963).

По представлениям И. В. Высоцкого, Карпатский кристаллический фундамент в целом это — каледонский срединный массив в теле герцинид Юго-Западной Европы, одним из выступов которого является Мармарошский массив, а на территории СССР — Раховский массив.

А. А. Богданов, А. А. Максимов, А. Л. Кривин и Л. Г. Ткачук считают, что Мармарошский кристаллический массив играет роль древнего ядра Восточных Карпат и имеет сложное внутреннее строение.

А. Л. Кривин (Ткачук, Гуржий, 1957) различает в Раховском массиве такие структурно-тектонические элементы: 1) Южную, или Кузинскую синклиналь; 2) Южную, или Белопотокскую антиклинальную зону; 3) Центральную, или Берлебашскую синклинальную зону; 4) Северо-Западную зону развития вторичных складок и 5) Периферийную антиклинально-аллохтонную зону. Эти структурно-тектонические элементы имеют субширотное простирание.

Л. К. Курячий, В. В. Высоцкий и А. К. Бойко\* в этом же массиве по новейшим данным выделяют (с юга на север, рис. 84): южную зону

\* Нижеприведенный текст составлен по материалам указанных авторов. — Прим. ред.

брахиантиклиналей, центральную зону брахисинклиналей и северную зону синклинальных и антиклинальных структур.

Южная и Центральная антиклинальные структуры являются ветвями одной Верхнебелопотокской брахиантиклинали.

Южная зона брахиантиклиналей представляет собой в общем крупную и сложнопостроенную антиклиналь, в основном субширотного простирания, протягивающуюся от верховьев ручья Белый Поток через

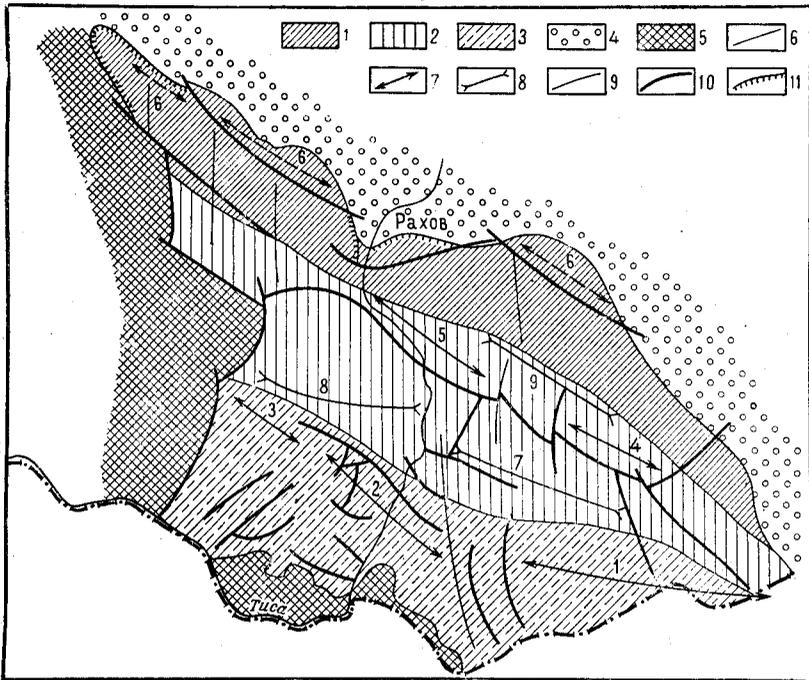


Рис. 84. Тектоническая схема Раховского кристаллического массива.  
Составил Л. К. Курячий, 1963 г.

Тектонические зоны: 1 — северная зона синклинальных и антиклинальных структур; 2 — центральная зона брахисинклиналей; 3 — южная зона брахиантиклиналей; 4 — Раховская зона; 5 — Солотвинская впадина; 6 — граница тектонических зон; 7 — брахиантиклинали (1 — Белопотокская, 2 — Бредецельская, 3 — Банская, 4 — Верхнеберлебашская, 5 — Нижнеберлебашская, 6 — Краевая); 8 — брахисинклинали (7 — Лещинская, 8 — Лысинская, 9 — Берлебашская); 9 — поперечные субмеридиональные складки; 10 — основные разломы; 11 — надвиги

с. Деловое, рч. Бредецель в рч. Вел. Банский, меняя в западной части широтное простирание на северо-западное. Шарнир этого антиклинального сооружения испытывает неоднократные погружения и воздымания, поэтому в пределах данной зоны наблюдается по ее оси три антиклинальных поднятия, фиксирующих наиболее приподнятые участки ядра Южной антиклинальной структуры. Это — брахиантиклинальные складки — Верхнебелопотокская, Бредецельская и Банская.

Верхнебелопотокская антиклиналь сложена породами наиболее древней — белопотокской свиты в ядре, и деловецкой — на крыльях. К ядру антиклинали приурочена древняя интрузия катаклазированных гранитов. К западу складка испытывает погружение.

Бредецельская антиклиналь расположена западнее Верхнебелопотокской и характеризуется выходом в ее ядре пород белопотокской свиты, а на крыльях — той же деловецкой свиты. Слои мраморов, входящие в состав деловецкой свиты, хорошо подчеркивают структурные линии окаймления ядра складки. К северо-западу Бредецельская анти-

клиналь погружается, и следующее воздымание фиксируется Банской антиклиналью, расположенной в бассейне р. Косовская, в ее левом притоке — рч. Вел. Банском. Это небольшая складка овальной в плане формы, сложенная породами деловецкой свиты.

*Центральная зона брахисинклиналей* прослеживается от хр. Лещинский Грунь через поток Лещинка, пересекает р. Тису, проходит по водоразделу рч. Лехе и Вел. Банский. Эта структура выражена двумя синклиналиями — Лещинской и Лысинской.

Лещинская синклинали в центральной части сложена породами верхней подсвиты деловецкой свиты. В районе нижнего течения рч. Лещинки западная часть складок осложнена системой разломов субширотного и субмеридионального направлений с выходом на дневную поверхность блока пород белопотокской и деловецкой свит.

Лысинская синклинали сложена породами деловецкой свиты. Эта складка так же, как и Лещинская синклинали, является прямой, с падением крыльев к северу и югу. На западном продолжении складки наблюдается более молодая, наложенная синклиналиальная структура, выполненная породами соймкульской свиты (нижний — верхний мел).

*Северная зона синклиналиальных и антиклинальных структур* включает Верхне- и Нижнеберлебашскую и Краевую брахиантиклинали, а также Северную синклиналиальную структуру.

Верхнеберлебашская антиклиналь сложена породами деловецкой свиты. Она осложнена разломами субширотного направления и более молодыми складками, выполненными мезозойскими образованиями.

Нижнеберлебашская антиклиналь продолжает вышеупомянутую складку в западном направлении. Она также перекрыта более молодыми образованиями (мезозойскими), а в юго-восточной ее части установлена группа небольших интрузий катаклазированных гранитов.

Северная синклиналиальная структура представлена синклиналиальной складкой, протягивающейся по водоразделу Вел. и Мал. Берлебаш, через Радомир, Волчий и Выдричка, сложенной породами деловецкой свиты. Породы северного крыла складки прорваны интрузией основных пород, которые в результате метаморфизма превратились в амфиболиты и альбит-эпидотовые породы.

Краевая, северная антиклинальная структура фиксируется выступами пород нижней подсвиты деловецкой свиты среди более молодых метаморфических пород, которые, по-видимому, являются реликтами ядер брахиантиклиналей. Южная граница структур ограничена крупными разломами северо-западного простирания, северная — границей с флишевой областью.

Указанные структурные элементы возникли в результате раховской или байкальской складчатости, имевшей место в верхнем рифее.

Более поздний, возможно, каледонский, частью герцинский этап тектогенеза выразился в формировании складок субмеридионального направления — поперечного к сформированному ранее, что усложнило ранее созданные структуры. Здесь выделяются две зоны субмеридиональных складок — Восточная и Северо-Западная, выявленные детальным структурным картированием с прослеживанием свит по простиранию.

*Восточная зона поперечных складок* прослеживается от нижнего течения ручья Белый Поток (его левого притока — рч. Вел. Розис), через рч. Вел. Берлебаш до верховьев р. Выдричка (левый приток р. Белая Тиса). Зона вытянута в субмеридиональном направлении и состоит из брахиантиклинальных складок. По этому или близкому к нему направлению впоследствии закладывались крупные разломы, создавшие блоковую структуру массива.

*Северо-Западная зона* поперечных складок расположена на северо-западном окончании Раховского массива. В ее пределах выделяются Косовская антиклиналь и Кобыльская синклиналь. Оси обеих складок имеют субмеридиональное направление. Косовская складка сложена породами верхней подсвиты деловецкой свиты, Кобыльская — породами кузинской свиты (верхний палеозой?). Складки осложнены разноориентированными разломами. Кобыльская синклиналь осложнена наложенной синклиналью, выполненной меловыми породами. Зона поперечных складок подтверждается и геофизическими исследованиями (Лизанец, 1963).

Кроме поперечной складчатости, в этот период формировались также структуры, направление которых совпадает с ранее заложеными субширотными структурными линиями. К таким структурам относится Кузинская синклинальная складка, расположенная в бассейне ручья Кузя и осложняющая юго-западное крыло Бредецельской антиклинали. Она сложена в ядре породами кузинской свиты (верхний палеозой), на крыльях — деловецкой.

Еще более молодой, киммерийский этап характеризуется развитием блоковых дифференцированных движений по линиям разломов, заложенных, возможно, в палеозойское и древнемезозойское время. Породы мезозоя, которые развиты в участках опущенных блоков, залегают на породах палеозоя с резким угловым несогласием и иногда смяты в относительно пологие складки. В течение этого этапа произошло опускание северной части массива, намечающее линию будущего глубинного разлома Карпатской геосинклинали, образовавшегося позже.

С альпийским этапом тектогенеза связаны явления, приуроченные к началу заложения геосинклинального трога Карпат и образования Закарпатского прогиба. Началом этому послужило образование серии крупных разломов и опусканий больших участков массива по северному его краю, где формировались эффузивно-карбонатная толща титон-неокома и раховская свита (неоком).

В австрийскую фазу тектогенеза эти отложения были смяты в линейные складки северо-западного простирания; вслед за этим наступил некоторый перерыв в складкообразовании, в начале которого (граница апта и альба) произошел надвиг северной части Раховского массива на флишевые породы Раховской зоны. Видимая амплитуда этого надвига по Л. Г. Ткачуку и А. Л. Кривину (Ткачук, Гуржий, 1957) достигает 15—18 км\*.

Позже линия надвига была осложнена последующими блоковыми поднятиями, в результате которых местами на дневную поверхность оказались выведенными участки автохтона.

После образования надвига произошло опускание крупных блоков по северной и западной его периферии, формирование комплекса пород соймульской свиты, которые после австрийской фазы тектогенеза были смяты в очень пологие складки. Более древние образования испытывали в это время воздействие разломной тектоники. Преобладающим направлением разломов было субширотное, которое повторяло структурные линии, заложенные в палеозое, и было в общем параллельным основной линии заложения геосинклинального трога — линии зоны глубинных разломов запад-северо-западного направления.

В течение палеогена и неогена продолжались блоковые движения по линиям, заложенным ранее с развитием разломов субширотного направления.

\* Амплитуда надвига в 15—18 км не доказана. — Прим. ред.

Таким образом, в пределах Раховского кристаллического массива выделяются четыре структурных этажа, характеризующихся своеобразными чертами тектоники.

Первый структурный этаж — сооружения рифейского (раховского) этапа образования, осложненные всеми последующими этапами тектогенеза.

Второй структурный этаж выражен структурами каледонского, возможно и раннегерцинского времени тектогенеза. Эти два нижних структурных этажа были подвергнуты региональному метаморфизму — средней и начальной ступени.

Третий структурный этаж, наложенный на предыдущие, включает существенно блоковые структуры киммерийского этапа тектогенеза.

Четвертый структурный этаж включает образования поставстрийской фазы тектогенеза.

Явления разломной тектоники на массиве распространены очень широко. Характерно подновление древних разломов в последующие этапы тектогенеза, с образованием разнонаправленных оперяющих трещин. В связи с этим отмечается широкое и повсеместное развитие кливажа в породах всех структурных этажей.

Юго-восточнее Раховского массива располагается Чивчинский массив, также являющийся частью Мармарошского массива. Чивчинский кристаллический массив по тектоническим особенностям мало чем отличается от Раховского массива и, по В. И. Чулочникову, представляет собой сравнительно небольшой антиклинорий, отделенный от Мармарошского массива крупной Паленицкой (от горы Паленица) синклиналию, в ядре которой выходят полого залегающие (20—30°) породы соймульской свиты (нижний — верхний мел).

На фоне общей антиклинальной структуры, образованной комплексом метаморфических пород Чивчин, наблюдается ряд более мелких антиклинальных и синклинальных складок, вытянутых в северо-западном направлении. Северо-восточное крыло Чивчинского антиклинория осложнено продольным разрывом, по которому кристаллические породы массива надвинуты на нижнемеловые флишевые образования. На хр. Черном, в истоках Черного Черемоша, в долине рч. Попадинец и на южном склоне горы Чивчин отмечаются крупные поперечные разломы, расчленяющие Чивчинский массив на ряд блоков, погружающихся в северо-западном направлении.

Согласно представлениям О. С. Вялова, Мармарошская зона прослеживается от Раховского массива в северо-западном направлении (примерно до долины р. Боржавы), где вдоль ее тектонической границы с Раховской зоной — Мармарошского надвига, протягивается полоса утесов — отторженцев древних пород, приуроченных к фронту этого надвига. Они выступают среди флиша спорадически, на сравнительно большом расстоянии один от другого. В их состав входят карбонатные и кремнистые породы триаса и юры, а также кристаллические породы, аналогичные породам, развитым на Раховском массиве. Перекрыты они отложениями соймульской свиты — флишевой толщей, состоящей из песчаников и аргиллитов, по возрасту относящихся к апту, альбу и сеноману.

По мнению других исследователей (А. А. Богданова, М. В. Муратова, В. И. Славина), эта полоса утесов рассматривается как антиклинальная система, являющаяся продолжением Северной антиклинальной структуры Раховского массива и осложненная крупным глубинным разломом.

Утесовая зона\* прослеживается в Карпатах на протяжении около 550 км в виде очень узкой полосы, не превышающей по ширине 20 км. В пределах территории Украинских Карпат она наблюдается на пространстве между р. Лужанкой (правый приток р. Тересвы) и государственной границей СССР с Чехословакией (с. Новоселица Перечинского района). С юга к ней примыкает Закарпатский прогиб, выполненный неогеновыми молласами. Местами эту зону нацело перекрывают молодые вулканические породы Выгорлат-Гутинского хребта.

Наиболее характерной особенностью этой зоны является наличие разрозненных, не связанных на поверхности друг с другом, различно ориентированных по внутренней структуре выходов мраморовидных известняков, выступающих в виде утесов среди окружающих их более мягких пород. Величина утесов бывает самая различная — от сравнительно небольших до значительных — в несколько километров длиной и свыше 10—20 м высотой. Утесы слагаются массивными и слоистыми известняками, главным образом юрского возраста, реже наблюдаются песчано-глинистые образования.

В состав пород, слагающих Утесовую зону, входят два элемента — сами утесы и их оболочка — т. е. более молодые образования, среди которых они как бы вкраплены. Оболочка утесов состоит из нижне- и верхнемеловых и палеогеновых отложений, представленных флишеподобными песчано-глинистыми фациями, а также толщей розовых мергелей пуховской свиты (верхний мел). Оболочка утесов сложена в обычные для флиша длинные, нередко опрокинутые складки, с мелкой прихотливой складчатостью на крыльях. Флишевая оболочка как бы проткнута местами плотными массивными глыбами известняков. На строение Утесовой зоны имелись две основные точки зрения. Сущность первой точки зрения, развиваемой М. В. Муратовым и В. И. Славным, заключалась в следующем: утесы — выходы юрских известняков — представляют собой ядра крупной антиклинальной системы, находящейся на продолжении Южной антиклинали Раховского массива. Шарнир складки испытывает ундуляции, чем и объясняется прерывистое расположение утесов — они выступают на поверхность в местах поднятия шарнира. Не отрицается и роль тектонических факторов — крупных разрывов, местами обособивших юрские отложения в виде отдельных крупных блоков, которые были вматы в толщи более молодых пород.

Вторая точка зрения особенно полно была развита Д. Андрусом; этой же точки зрения придерживается и О. С. Вялов. Согласно этому взгляду, утесы имеют тектоническое происхождение и являются тектоническими отторженцами, поднятыми с глубины (а не принесенными извне!). Утесы связаны с той же самой зоной, в пределах которой они сейчас выступают на поверхности. По представлениям Д. Андрусова и О. С. Вялова, образование утесов представляется в следующем виде. В результате складчатости толща массивных известняков и других пород была достаточно сильно дислоцирована. Естественно, при этом возникли и надвиги — разрывы сплошности пород, быть может, иногда и значительные. Затем вся эта дислоцированная серия была покрыта песчано-глинистой флишевой толщей. В момент последующих проявлений складчатости пластичная флишевая оболочка и массивные известняки юры, к тому же нарушенные ранее, вели себя неодинаково — известняки в силу своей некомпетентности оказались вматыми в эту интенсивно дислоцированную флишевую оболочку. В дальнейшем, при размыве, денудации всей зоны, флишевая оболочка легче поддавалась

\* Описание зоны дано по О. С. Вялову.

разрушению, а более плотные, стойкие известняки выступили уже в виде возвышающихся среди флиша утесов.

До верхнемелового времени эта зона была теснее связана в своем развитии с областью Центральных массивов Западных Карпат. После меловой складчатости, резко проявившейся в ней, как и в области Центральных массивов, но не захватившей флишевую область, Утесовая зона приобретает уже большие черты сходства с этой последней. Как и во флишевой области, в ней происходит глубокое прогибание и образование флишевых толщ мела и палеогена. Как и флишевая область, она претерпевает резкие дислокации в результате карпатской — третичной складчатости, почти не затронувшей зону Центральных массивов.

В Утесовой зоне, в районе г. Свалявы, в 1961—1962 гг. была пробурена глубокая скважина «Свалява-1» (Вялов и др., 1963). Скважиной пройдены юрские глины, затем — сложно дислоцированные отложения мела с несколько раз беспорядочно повторяющимися разными горизонтами. Породы сильно перемяты. Встречаются тектонические брекчии. Возможно, толща нарушена мелкими надвигами и имеет чешуйчатое строение. Таким образом, здесь отчетливо наблюдается чрезвычайно сложное строение Утесовой зоны. В целом весь комплекс структур этой зоны возможно надвинут на образования другой тектонической единицы.

Интенсивная дислоцированность пород Утесовой зоны и выходы на дневную поверхность наиболее древних пород по сравнению с породами, расположенными по обе стороны Утесовой зоны, навели некоторых геологов на мысль о том, что Утесовая зона (вместе с северной полосой утесов, отнесенных О. С. Вяловым к Мармарошской зоне) представляет собой крупную горстовую зону (С. В. Расточинский и др.).

По мнению Е. М. Лазько (Лазько и Резвой, 1962), «можно предположить, что Утесовая зона представляет собой не что иное, как зону глубинного разлома, который следует назвать Закарпатским... По общему характеру строения Утесовая зона в ряде мест может быть уподоблена гигантской тектонической брекчии».

**Область Закарпатского внутреннего прогиба.** Закарпатский внутренний прогиб является крупной тектонической единицей. Он располагается между складчатой областью Карпат и Венгерским срединным массивом, от которых отделен глубинными разломами, имеющимися Выгорлат-Гутинским и Чоп-Береговским. Этот прогиб, так же как и краевой Предкарпатский, начал формироваться после первой карпатской фазы складчатости — на границе палеогена и неогена и поднятия карпатской горной системы. Закарпатский прогиб заполнен молассами, образовавшимися при разрушении поднимавшихся Карпат. Кроме того, в состав моласс входят хемогенные отложения (каменная соль). По возрасту молассовая серия охватывает нижний и средний миоцен, нижний и самые низы среднего сармата, паннон, верхний плиоцен и низы антропогена.

В Закарпатском внутреннем прогибе выделяются Выгорлат-Гутинская зона и две впадины: западная — Чопская и восточная — Солотвинская.

**Выгорлат-Гутинская зона.** Эта зона отделяет Чопскую впадину от Карпатской складчатой области и в то же время разделяет Чопскую и Солотвинскую впадины и обрамляет последнюю с юга. Своим происхождением она обязана молодой вулканической деятельности, которая особенно активно проявилась в верхах паннона — низах левантина и в результате выброса большого количества пирокластического материала и мощных излияний лав образовала обширный горный массив, четко выступающий в рельефе.

Можно предположить, что причиной вулканической деятельности явилось образование глубинных разломов, изучение которых затруднено вследствие того, что они перекрыты вулканогенными образованиями.

Породы Выгорлат-Гутинского хребта лежат на самых различных образованиях: они перекрывают смятые в складки флишевые отложения мелового и палеогенового возраста Магурской и Дусинско-Черногорской зон, карбонатные толщи юры и мела Утесовой зоны, полого залегающие осадочно-вулканогенные образования миоцена и плиоцена Солотвинской и Чопской впадин, находясь с последними в сложных взаимоотношениях.

Разнообразный состав пород Выгорлат-Гутинского хребта и различное их расположение, ориентировка и условия залегания заставляют предполагать, что помимо основных продольных разломов, в формировании этой зоны играли роль мелкие, различно ориентированные, но преимущественно поперечные разломы, оперяющие первые, по которым также происходило внедрение и излияние лав. О наличии их можно судить по расположению вулканов, штоков, даек зон гидротермально измененных пород.

Изучение вулканических образований и разрывных нарушений позволило установить, что основные лавы, в особенности первых излияний, связаны с продольными разломами. Кислые лавы — липариты и дациты — связаны с оперяющими разломами субмеридионального направления (крупные дацитовые купола в районе г. Мукачева и сел Среднего и Верхней Визницы вытянуты в меридиональном направлении). Ориентировка самых молодых образований — андезитов и андезитобазальтов бужорской свиты указывает на поперечное (северо-восточное) направление разломов. Выявление складчатых структур в пределах Выгорлат-Гутинской зоны сложно вследствие специфики состава и строения вулканогенных толщ, однако элементы залегания, замеренные в горизонтах туфов, а местами и в лавах, говорят о том, что зона Выгорлат-Гутинского хребта на всем протяжении имеет синклинальную форму. Как на северо-востоке, так и на юго-западе поверхность осадочных толщ погружается под Выгорлат-Гутинский хребет с углами наклона в 10—20°.

Осадочные породы миоцена и плиоцена, развитые в полосе, прилегающей к эффузивам, и в «окнах» среди эффузивов смяты вместе с последними в пологое складки с углами падения крыльев в 10—15°, реже 20°. Такие складки, местами нарушенные сбросами, наблюдаются в районе сел Антоновка, Кучава, Великий Раковец. Наклон слоев их в местах интенсивных нарушений достигает 30—55°, но, как правило, не превышает 10—15°.

Поскольку формирование Выгорлат-Гутинского хребта происходило в условиях резко расчлененного рельефа, распространенные в его пределах лавовые покровы имеют часто первичные крутые наклоны.

Чопская впадина\*. Площадь, занятая Чопской впадиной, представляет собой равнинное пространство, покрытое мощной (местами до 100 м) толщей четвертичных аллювиальных образований. Это обстоятельство лишало исследователей возможности выяснить структуру впадины обычными методами геологического картирования, вследствие чего до последнего времени на геологических картах Чопская впадина показывалась «белым пятном».

\* Название «Чопская впадина» введено О. С. Вяловым. Более распространены названия «Мукачевская впадина» или «Чоп-Мукачевская впадина». — *Прим. ред.*

Только с помощью буровых работ и геофизических исследований удалось выяснить черты строения Чопской впадины вплоть до фундамента.

Впадина сложена миоценовыми, плиоценовыми и четвертичными молассами и вулканогенными образованиями. Под молассовым комплексом в фундаменте впадины буровыми скважинами вскрыты разновозрастные отложения (палеозой, триас, верхний мел, палеоген), причем глубина залегания фундамента резко колеблется: от 700 до 2000 м и выше. Это говорит о сильной дислоцированности пород фундамента и, возможно, блоковом его строении.

В западном направлении впадина уходит за государственную границу, в Чехословакию, с севера и востока она ограничена Выгорлат-Гутинской структурно-фациальной вулканической зоной, с юга — Чоп-Береговской структурно-фациальной вулканической зоной. Центральная часть впадины, наиболее сильно прогнутая, характеризуется мощным развитием осадочных толщ неогена. Вулканогенные образования здесь играют подчиненную роль.

Породы, слагающие Чопскую впадину, смяты в пологие складки и разбиты сбросами северо-восточного и северо-западного простирания.

Основными складчатými структурами в Чопской впадине являются Залужская и Береговская антиклинали, разделенные Мочарской синклиналью, сильно расширяющейся в северо-западном направлении и занимающей почти все пространство впадины.

Залужская антиклиналь расположена в северо-восточной части впадины в районе сел Лалово, Залуж и Каменка. Это — крупная брахи-антиклинальная складка, вытянутая в северо-западном направлении примерно на 22 км. Ядро сложено нижним сарматом, крылья — нижним, средним сарматом и панноном. Углы падения крыльев 5—8°, в восточном направлении увеличиваются до 15—20°. Это поднятие состоит из трех блоков — Доробратовского, Залужского и Макарьевского, разобщенных сбросами. Макарьевский блок наиболее приподнят, Залужский — наиболее опущен. Амплитуды сбросов, разделяющих Залужскую брахиантиклиналь на блоки, равны 500—250 м (Каменский сброс), 400—50 м (Залужский). Сбросы ориентированы в север-северо-восточном направлении.

Береговская антиклиналь расположена в южной части Чопской впадины и протягивается с северо-запада на юго-восток от г. Чоп через села Деренковец, Заставное, Вел. Бегань, г. Берегово, с. Доброселье, уходя на территорию Румынии в направлении Бая-Маре. Протяженность складки около 50 км при ширине ядра 5—10 км. Ядро складки сложено тортонскими осадочными и вулканогенными образованиями, крылья — аргиллитами и туфами сарматского возраста. Углы падения крыльев равны 8—10°, а в юго-западной части — 15°.

Антиклиналь с севера и юга ограничена крупными продольными разломами, вследствие чего она имеет вид горста, получившего название Чоп-Береговского. Этот горст осложнен поперечными разрывами, разделяющими его на ряд опущенных и приподнятых поперечных блоков. К таким разрывным нарушениям относятся Деренковский, Оросиевский и другие, более мелкие нарушения.

Таким образом, Береговская антиклиналь может рассматриваться как Чоп-Береговская зона горстов, разделенная поперечными нарушениями на ряд приподнятых и опущенных участков. К числу поднятых блоков относятся Косино-Беганьский и Береговский. Блоки по своему структурному положению располагаются в зоне сочленения Закарпатского внутреннего прогиба с Венгерским срединным массивом.

Мочарская синклиналь разделяет Залужскую и Береговскую антиклинали. Ядро синклинали выполнено песчано-глинистыми отложениями чопской свиты — самыми молодыми образованиями Чопской впадины. К северо-западу синклиналь расширяется и погружается, возможно, по ступенчатым сбросам, пока не зафиксированным с поверхности, но намечающимся по буровым скважинам. В юго-восточном направлении происходит воздымание Мочарской синклинали, с чем связано появление на поверхности отложений паннона и ильницкой свиты. Синклиналь имеет симметричное строение и пологие углы наклона крыльев, не превышающие  $5-8^\circ$ . Геофизические данные указывают на поднятие тортонских и сарматских отложений в районах сел Вел. Добронь и Вел. Лучки. Скважины, пробуренные в этих районах, в ряде случаев под отложениями чопской свиты вскрыли андезиты и липариты, которые параллелизуются с тортонскими андезитами и сарматскими липаритами Береговской антиклинали. Детали строения Мочарской синклинали, в особенности в ее северо-западной части, пока не установлены.

Помимо крупных складчатых структур Чопской впадины, описанных выше, наблюдаются также мелкие складки второго порядка. К числу их можно отнести небольшие антиклинальные поднятия, развитые по северо-восточной окраине впадины — Ужгородскую, Киблярскую, Бововищенскую и Лецовицкую антиклинали, имеющие, как правило, северо-восточное простирание.

В восточной части впадины выявлена Иршавская брахиантиклинальная складка, сложенная в ядре сарматскими, а на крыльях — левантинскими песчано-глинистыми и угленосными образованиями. Юго-западная ее часть сброшена по небольшим разрывным нарушениям северо-западного простирания. В северо-восточном направлении Иршавская антиклиналь сменяется Ильницкой синклиналью. Ось этой складки вытянута в северо-западном направлении и прослеживается от с. Ильница через с. Билки к с. Вел. Раковец. Складка образована породами ильницкой свиты, углы падения которых на крыльях не превышают  $10-15^\circ$ .

Большую роль в строении Чопской впадины играют разрывные нарушения. Среди таких нарушений, имеющих региональное развитие, наиболее крупными являются Чоп-Береговский и Выгорлат-Гутинский структурные швы, отделяющие Чопскую впадину от Венгерского среднего массива и Карпатской складчатой области. Кроме того, здесь известны крупные разломы северо-восточного и северо-западного простирания, обусловившие блоковое строение данной площади, а также более мелкие разрывы различной ориентировки, имеющие подчиненное значение.

Чоп-Береговский структурный шов, или Чоп-Береговская зона горстов, как уже было указано, представляет собой серию параллельных глубинных разломов, развитых на сочленении Чопской впадины с Венгерским срединным массивом. Этот шов прослеживается по южной окраине Мукачевской впадины и уходит на запад в пределы Чехословакии, а к юго-востоку — на территории Румынии, в район Бая-Маре. Глубинные разломы послужили путями внедрения и излияния андезитовой и липаритовой магм и выбросов больших масс пирокластического материала, образовавших Береговскую вулканическую зону.

Выгорлат-Гутинский структурный шов отделяет Чопскую впадину от области складчатых Карпат, а с востока — от Солотвинской впадины. Он перекрыт молодыми вулканогенными образованиями, слагающими Выгорлат-Гутинский хребет, и поэтому его морфология и местоположение остаются неизученными. Он проводится условно по наи-

более крупным центрам вулканических излияний, выявленным И. Ф. Трусовой, Е. Ф. Малеевым и др. Этот структурный шов так же, как и Чоп-Береговский, вероятно, представляет собой серию параллельных глубинных разломов северо-западного простирания с почти вертикальным или крутым падением на юго-запад. В левантине по этим разломам происходили мощные излияния лав и выбросы пирокластического материала, которые образовали Выгорлат-Гутинскую зону, значительно превышающую Чоп-Береговскую как по протяженности, так и по мощности вулканогенных образований. Кроме того, здесь представлен более полный комплекс вулканогенных пород, начиная от основных (базальты, андезиты) и кончая кислыми (дациты, липариты и их переходные разновидности). Основные линии разломных нарушений сопровождаются оперяющими их и разнонаправленными более мелкими разрывными нарушениями, о чем свидетельствует расположение вулканов, штоков, даек и измененных пород.

К числу крупных продольных разрывных нарушений относится Ужгородский разлом, прослеживающийся от г. Ужгорода к юго-востоку через села Дравце, Холмец, Зняцево, Ракошино и затухающий в направлении к г. Мукачеву. Амплитуда его в северо-западной части равна 120—150 м, в юго-восточной 50—60 м. По этому разлому сброшены отложения чопской свиты и четвертичные галечники, что свидетельствует о молодых движениях — опускании центральной части Чопской впадины в четвертичное время.

Поперечными или косо направленными к общекарпатскому простиранию (северо-западному) являются Велико-Доброньский, Мукачевский и Иршавский разломы.

Велико-Доброньский разлом имеет почти меридиональное направление и проходит через села Узловое, Великая Добронь, Русские Комаровцы, пересекая Чопскую впадину и теряясь в Выгорлат-Гутинской зоне. Амплитуда его достигает 600 м. Севернее с. Русские Комаровцы он фиксируется наличием некков и даек. В районе М. Добронь западный блок опущен по отношению к восточному на 300—400 м.

Мукачевский разлом сечет Береговское холмогорье, проходит через села Ивановка, Гать, а вблизи г. Мукачева, меняя свое меридиональное направление на северо-восточное, прослеживается по долине р. Латорицы, уходя в пределы Карпат, где также очень четко фиксируется несопадением геологических границ флишевых отложений, тектонической брекчией и выходами минеральных вод. В пределах Чопской впадины и Выгорлат-Гутинской зоны этот разлом зафиксирован буровыми скважинами, а также некками и дайками, вытянутыми по линии разлома. Подтверждают его наличие данные геофизических работ и геоморфологические признаки. Амплитуда его колеблется в пределах 60—20 м. По этому разлому западный блок является сброшенным.

Иршавский разлом, имеющий северо-восточное направление, прослеживается от с. Вары через с. Доброселье на гору Шаланки и затухает в направлении пос. Иршавы. Амплитуда вертикального перемещения равна примерно 200 м.

Таким образом, Чопская впадина оказывается разбитой поперечными разломами на четыре блока. Наиболее приподнятым является блок, заключенный между Иршавским и Мукачевским разломами, наиболее опущенным — западнее Велико-Доброньского блока.

Солотвинская впадина занимает восточную часть Закарпатского внутреннего прогиба. В отличие от Чопской впадины, территория, занимаемая Солотвинской впадиной, представляет собой низкогорье со сравнительно большим количеством выходов на поверхность коренных пород, что дало возможность исследователям еще в первые

годы изучения этой площади правильно разобраться в основных чертах строения впадины. Результаты буровых работ уточнили детали геологического строения Солотвинской впадины, мощность слагающих ее толщ, частично характер фундамента, дали возможность увязать воедино структуры правого и левого берегов Тисы.

Солотвинская впадина выполнена мощной толщей (1500—2000 м) осадочных пород миоцена с горизонтами вулканических туфов и соленосными отложениями в низах разреза. Типичным для впадины является развитие в ее пределах пологих антиклинальных и синклиналиных складок северо-западного простирания, некоторые из которых нарушены в ядрах мощными штоками каменной соли.

Наиболее крупной складчатой структурой является Александровско-Солотвинская антиклиналь, расположенная примерно в центральной части впадины. К северу от нее находится Золотарево-Терновская, к югу — Вышковская синклинали. В восточной части впадины располагается Апшинская мульда. Александровско-Солотвинская антиклиналь имеет сложное строение. Она простирается в северо-западном направлении, ее шарнир испытывает неоднократные ундуляции, в результате чего структура распадается на отдельные, более мелкие складки — Даниловскую, Александровскую, Терблинскую и Солотвинскую, ядра которых прорваны штоками соли. Наклон крыльев в этих частях складок достигает 40—60°, на остальном пространстве он не превышает 15° на южном крыле и 30° — на северном. В ядре Александровско-Солотвинской антиклинали обнажаются породы терблинской и солотвинской свит, на крыльях развиты туфогенные образования нанковской и песчано-глинистые породы шандоровской и тячевской свит. Эта антиклинальная структура разбита серией разломов северо-западного и северо-восточного простирания. К северо-западу и юго-востоку антиклиналь испытывает погружение и на ее продолжении на поверхность выходят более молодые отложения.

Располагающаяся севернее Золотарево-Терновская синклинали — асимметричная складка, вытянутая в северо-западном направлении, с пологим юго-западным (15—20°) и более крутым северо-восточным (25—30°) крыльями. Выполнена отложениями тячевской свиты с няговскими конгломератами на крыльях.

На юго-восточном погружении Золотарево-Терновской синклинали находится Апшинская мульда. Восточное ее крыло обрезано сбросом меридионального направления, на западном крыле последовательно залегают породы бешикурской, басхевской, стрембенской и прегудской свит.

По юго-западной окраине Солотвинской впадины наблюдаются выходы наиболее молодых отложений — паннонских, выполняющих Вышковскую синклиналиную структуру, которая на территории СССР представлена лишь своим северо-восточным крылом; юго-западное крыло находится в пределах Румынии. Северо-восточное крыло осложнено более мелкими складчатыми структурами — Фенешской и Шаянской синклиналиями и Буштинской антиклиналью, а также разбито большим количеством сбросов различных направлений и прорвано мелкими телами диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиров, габбро-диабазов и габбро-порфиритов. Четкую структурность придают Вышковскому району горизонты липарит-дацитовых туфов нанковской свиты.

В пределах Солотвинской впадины имеется только одна глубокая скважина (Данилово-1), которая, пройдя отложения неогена (2100 м), вошла в породы фундамента, представленные сильно дислоцированными песчано-глинистыми флишевыми образованиями среднего и верхнего эоцена (лазовской и байловской свитами). Крупным дизъюнктивным

нарушением, отделяющим Солотвинскую впадину от Чопской, является меридиональный отрезок Выгорлат-Гутинского структурного шва, уходящего в пределы Румынии. Он представляет собой серию глубинных разломов, перекрытых молодыми вулканогенными образованиями, что затрудняет изучение деталей его строения. Предположительно он проводится по центрам излияний лав.

Легче выявляются разломы, находящиеся в пределах развития осадочных толщ. К таким нарушениям относится Велятинский разлом, простирающийся в северо-восточном, близком к меридиональному направлению. Он проходит от с. Велятина через села Боронява, Горинчово. Амплитуда вертикального перемещения равна 600—700 м (по скважинам).

Александровский разлом, проходящий в северо-восточном направлении примерно в центральной части Солотвинской впадины через села Вышково, Новобарово, Александровка, смещает породы на 200—300 м по вертикали.

К более мелким нарушениям можно отнести Потецкий, Тетишский и Апшинский сбросы, имеющие простираение, близкое к меридиональному и смещающее породы на 100—150 м.

В пределах Александровско-Солотвинской антиклинали имеется продольный разлом северо-западного простираения, с которым некоторые геологи связывают поступление пирокластического материала, образовавшего нанковскую свиту дацитовых туфов.

Геологами (С. В. Расточинским, В. Н. Зайцевой и др.), работающими в Карпатах, предложена схема тектонического районирования Закарпатского прогиба (рис. 85), согласно которой прогиб делится на две зоны — Внутреннюю и Внешнюю. Внутренняя зона меридиональным разломом разделена на две части — Мукачевскую и Солотвинскую впадины. Внешняя зона приподнята по отношению к Внутренней зоне, отделена от нее разломом; она занимает пространство Береговского холмогорья и уходит в Румынию. От Венгерского срединного массива она также отделена разломом. Такое районирование Закарпатского внутреннего прогиба обусловлено различиями в структурных особенностях и истории развития Внутренней и Внешней зон прогиба.

**Окраина Венгерского срединного массива (Паннонской впадины).** Хотя морфологически Чопская впадина и является окраинной частью Паннонской впадины, занимающей огромное пространство между Карпатами и Динаридами, в тектоническом отношении они представляют собой принципиально различные области. Чопская впадина входит в состав Закарпатского внутреннего прогиба. Паннонская впадина является погруженной срединной массой. Данные бурения (Л. Лоци) показывают наличие в Паннонской впадине чрезвычайно мощной — свыше 1000 м толщи осадочного паннона и более высоких горизонтов плиоцена. Мощность сармата не превышает 200 м, а нижний и средний миоцен отсутствуют. Под сарматом непосредственно лежат породы мезозоя. Таким образом, здесь погружение началось только в сармате, и интенсивность его значительно увеличилась в паннонское время. Можно предполагать, что еще в мезозое Паннония, включая и область будущего Закарпатского прогиба, входила в общую геосинклинальную систему. После завершения мезозойской (тихоокеанской) складчатости вместе с областью Центральных массивов Западных Карпат (татриды, гемериды, граниды) Паннония превращается в устойчивую жесткую массу, в обширный срединный массив, ограниченный на севере флишевым геосинклинальным трогом Карпат.

В палеогене происходят частичные погружения и в северной окраине этой области отлагается подгальский флиш; однако сколько-

нибудь значительной складчатости после мезозоя вся эта территория уже не испытывает. После первой карпатской фазы складчатости на границе палеогена и неогена и превращения Карпатской геосинклинали в область поднятия начинается глубокое прогибание примыкающей к Карпатам части Паннонской срединной массы. С этого момента она расчленяется здесь на две части — одна из них устойчивая или испытывающая медленное поднятие, другая — погружающаяся и заполняю-

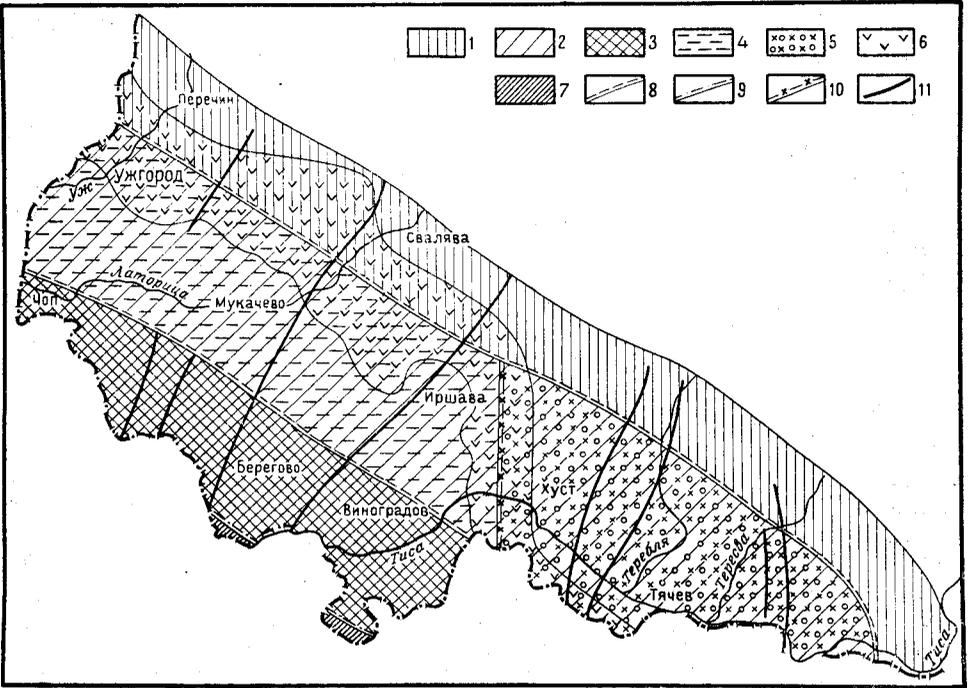


Рис. 85. Схема тектонического районирования Закарпатского внутреннего прогиба.  
Составил С. В. Расточинский

1 — складчатая область Карпат; 2 — внутренняя зона Закарпатского прогиба; 3 — внешняя зона Закарпатского прогиба; 4 — Мукачевская впадина; 5 — Сологвинская впадина; 6 — Выгорлат-Гутинская вулканическая гряда; 7 — Венгерский срединный массив. Структурно-тектонические глубинные швы; 8 — нижнемиоценовое заложения; 9 — верхнемиоценовое заложения; 10 — плиоценовое заложения; 11 — тектонические нарушения сбросового типа

щаяся мощной молассовой толщей. Таким образом, в это время появляются уже две структурные единицы — продолжающий существовать Венгерский срединный массив и возникший на его окраине Закарпатский прогиб. Только в сармате в пределах Венгерского массива меняется знак движения, и он тоже начинает погружаться, однако отложения здесь не имеют молассового характера. В паннонское время погружение усиливается и становится даже более интенсивным, чем в Закарпатском прогибе. С этого момента Закарпатский прогиб как бы теряет свою самостоятельность и сливается с Паннонией в единый огромный внутренний прогиб.

Где проходила южная граница Закарпатского прогиба, остается еще неясным. Однако вполне вероятно, что ее положение определяется глубинным разломом, обрезающим с юга Береговский блок. Возможно, что именно с этим краевым пограничным разломом, отделявшим прогиб от повышенного в то время Венгерского массива, связаны вулканические явления в Береговской полосе.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В УКРАИНСКИХ КАРПАТАХ И ИХ СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ

Настоящая глава посвящена анализу распределения физических полей Украинских Карпат и прилегающих к ним территорий с целью установления и объяснения основных закономерностей связи этого распределения с глубинной тектоникой данной территории.

В проведении геофизических исследований участвовали многие специалисты-геофизики как в досоветский период изучения края, так и особенно в советский период. Результаты этих исследований изложены во многих работах (А. А. Богданов, Б. Л. Гуревич и С. Я. Шерешевская, 1950; Г. И. Круглякова, 1956; В. А. Сельский, С. И. Субботин, В. И. Клушин, 1954; В. Б. Соллогуб, А. В. Мухин и М. В. Чирвинская, 1954; С. И. Субботин, 1948б, 1949а, 1955б, в; Е. Фекете — E. Fekete, 1942а, б; Б. Хальк и Т. Ольчак — В. Hallek, T. Olczak, 1953; Б. Имре — B. Imre, 1944а, б; Е. Янчевский — E. Janczewski, 1933а; А. Кислов — A. Kislow, 1937; И. Кёнигсбергер — Königsberger, 1928; А. Квятковский — A. Kwiatkowski, 1937а, б; Т. Ольчак — T. Olczak, 1936; Г. Оркиш — H. Orkisz, 1937; В. Тейссе́йр — W. Teisseyre, 1934 и многих других авторов). В 1955 г. С. И. Субботиным были проведены обобщение, анализ и геологическое истолкование результатов геофизических работ, выполненных на территории Украинских Карпат, и намечено общее направление дальнейших геофизических исследований (Субботин, 1955в). Следует отметить, что решение указанных задач затрудняется недостаточностью и неравномерностью освещенности рассматриваемого региона геофизическими наблюдениями. Физические поля изучены сравнительно полно в зоне Предкарпатского прогиба и прилегающей к нему краевой части Русской платформы. Эти части территории покрыты общей площадной съемкой, что уже удовлетворительно служит требованиям интерпретации. Гораздо хуже обстоит дело в Карпатской складчатой области. Здесь площадная съемка крайне затруднена условиями рельефа, и наблюдения проведены только по трем отдельным профилям, пересекающим Карпаты: Самбор—Ужгород, Стрый—Мукачево и Коломыя—Рахов—Солотвино. Несколько профилей наблюдений проложено от Закарпатских впадин через Вулканические Карпаты до главного водораздела. Наличие связи между площадями, лежащими по обе стороны водораздела, позволило выполнить одно из основных тектонических построений, представленное в виде разреза Мукачево—Стрый—Перемышляны (рис. 86) \*.

В Закарпатье площадная съемка выполнена только на отдельных участках впадин: Чопской и Солотвинской. Что же касается других, в частности магнитных исследований, то в результате работ последних лет оказалась заснятой почти вся Чопская впадина, значительная часть Выгорлат-Гутинского хребта и отдельные небольшие по площади участки, расположенные уже в пределах Карпатской складчатой области. Однако и эти исследования проводились на отдельных, порой не увязанных между собой участках, в связи с чем установление общих характеристик распределения аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля в Закарпатье в настоящее время представляется затруднительным.

Несколько лет тому назад в Карпатах и Закарпатье была проведена аэромагнитная съемка, позволившая выявить общие закономерности в распределении геомагнитного поля этой территории.

\* В течение последних лет произведена общая площадная геофизическая съемка горной части Карпатского региона, обработка материалов которой еще не закончена и ее данные здесь не рассматриваются. — *Прим. ред.*

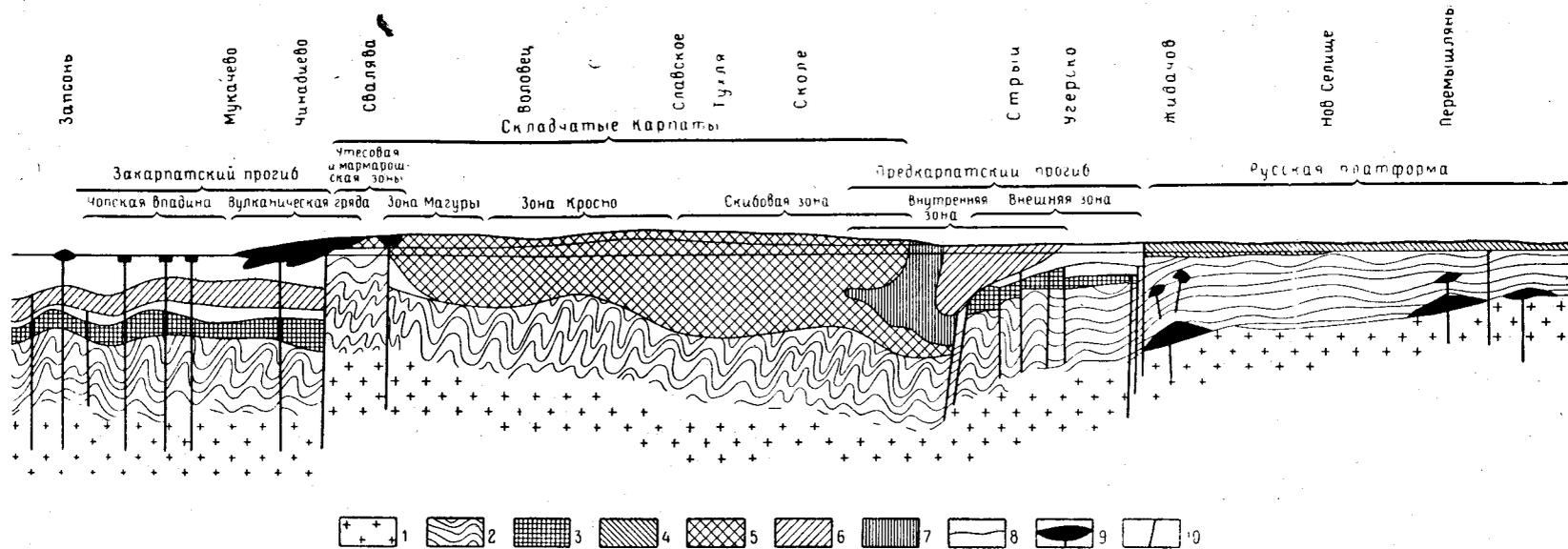


Рис. 86. Схематический разрез через Украинские Карпаты (по данным геофизических исследований)

1 — докембрий ( $\sigma=2,65-2,80$ ); 2 — палеозой ( $\sigma=2,65-2,70$ ); 3 — мезозой Закарпатского и Предкарпатского прогибов ( $\sigma=2,60-2,70$ ); 4 — меловые отложения платформы ( $\sigma=2,10-2,30$ ); 5 — флиш складчатых Карпат ( $\sigma=2,50$ ); 6 — нижнемиоценовые отложения Закарпатья и стибникские отложения Предкарпатья ( $\sigma=2,10-2,45$ ); 7 — соленосные (в Предкарпатье — воротыщенские) отложения ( $\sigma=2,20-2,35$ ); 8 — верхнемиоценовые отложения Предкарпатского и Закарпатского прогибов ( $\sigma=2,10-2,30$ ); 9 — изверженные породы ( $\sigma=2,50-2,80$ ); 10 — нарушения (сбросы)

Анализ и сопоставление материалов геофизических исследований и глубокого бурения позволили расширить понимание некоторых трудных проблем тектоники Карпатской зоны и, что особенно важно, наметить черты ее структуры на больших глубинах. Распределение физических полей, результаты изучения и геологической интерпретации их аномалий представлены на рис. 87.

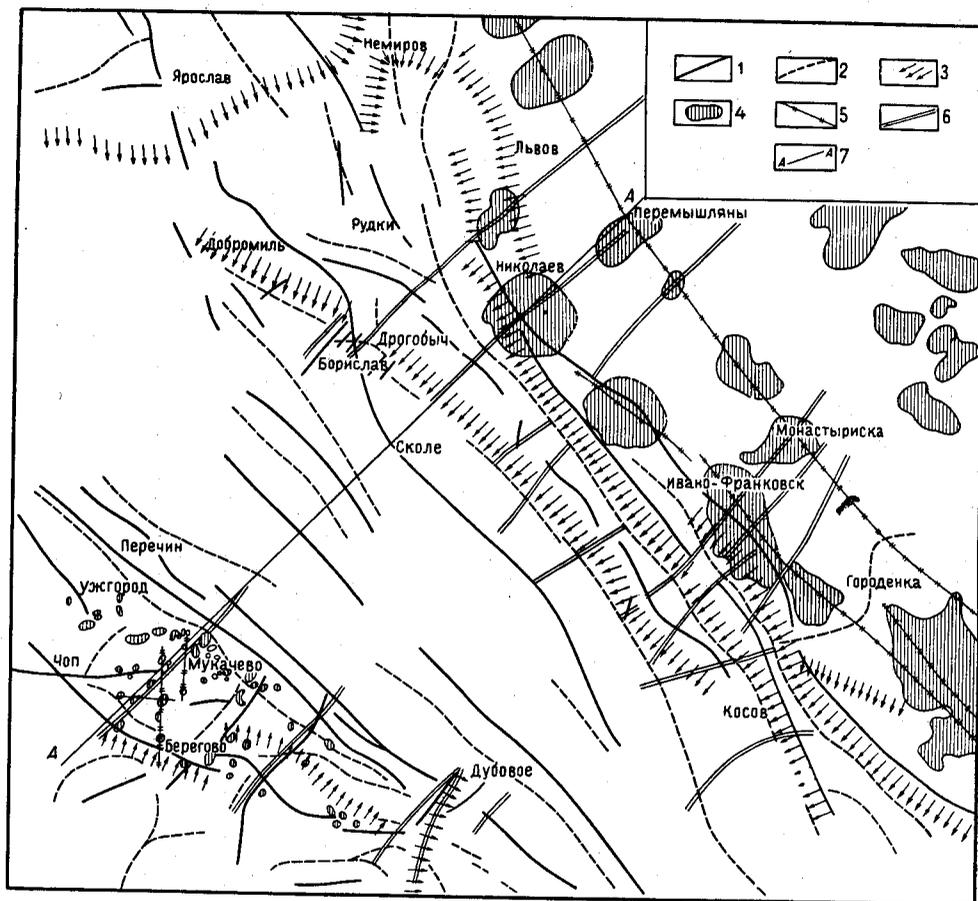


Рис. 87. Схема элементов тектоники Украинских Карпат (по данным геофизических исследований)

1 — поднятия поверхности пород повышенной плотности; 2 — прогибы поверхности пород повышенной плотности; 3 — зоны крупных тектонических нарушений — сбросов (стрелки показывают направление погружения поверхности более плотных пород); 4 — положительные аномалии вертикальной составляющей геомагнитного поля — интрузивные и эффузивные породы; 5 — осевые зоны размещения групп локальных магнитных аномалий — разломы, сопровождаемые интрузивными и эффузивными породами; 6 — осевые зоны поперечных усложнений физических полей — зоны разломов; 7 — линия схематического разреза (см. рис. 86)

По характеру распределения аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля район Украинских Карпат можно разделить на три главные зоны: 1) северо-восточную, охватывающую юго-западную краевую часть Русской платформы, 2) среднюю, соответствующую Предкарпатскому прогибу и Карпатской складчатой области, и 3) юго-западную, соответствующую Закарпатскому прогибу, включая Выгорлат-Гутинскую зону.

Северо-восточная зона отличается сложным геомагнитным полем, изобилующим интенсивными локальными аномалиями положительного

знака и характеризующимся большими горизонтальными градиентами напряжений вертикальной составляющей. В пределах зоны зафиксирован ряд локальных аномалий изометрической формы, диаметр которых достигает 15—25 км, а интенсивность колеблется от +500—+800 до +200—+300 гамм. При этом наблюдается закономерное постепенное уменьшение интенсивности по мере приближения к окончанию платформы и ее сочленению с Предкарпатским краевым прогибом. По аналогии с аномалиями Подолии и Волыни, где известные многочисленные пункты излияния базальтов сопровождаются интенсивными аномалиями геомагнитного поля, эти группы аномалий можно связывать с влиянием крупных интрузивных тел, имеющих, вероятно, линзообразную форму и сложенных довольно сильно магнитными породами типа базальтов (Богданов, Гуревич, Шерешевская, 1950; Субботин, 1949а; Оркиш, 1937 и др.). Существенной чертой аномального поля этой зоны является группирование локальных аномалий вдоль линий северо-западного простирания. Отчетливо могут быть выделены две такие линии: Перемышлянско-Монастырская с максимальными отметками аномалий +400—+600 гамм и Жидачовско-Черновицкая с отметками в центре аномалий +200 гамм. Группирование локальных аномалий в два прямолинейных ряда, вытянутых примерно в направлении Карпатской складчатой системы и ее краевого Предкарпатского прогиба, подсказывают вывод, что фиксируемые магнитными аномалиями группы интрузивных тел обязаны своим возникновением двум крупным разломам в докембрийском фундаменте, сопровождаемым в наиболее ослабленных зонах магматическими породами. Расчеты (Г. Оркиш, Р. И. Андреева, Г. И. Круглякова, С. И. Субботин) указывают на наличие в зонах разломов двух горизонтов размещения интрузивных и эффузивных тел. Первый, нижний, находится на глубине 3—5 км, и в нем размещены крупные тела, которые вызывают основные локальные магнитные аномалии. Для второго, верхнего горизонта получена глубина порядка 1—1,5 км. Здесь залегают интрузивные тела меньших размеров, являющиеся причиной мелких локальных аномалий. Первый горизонт располагается внутри толщи докембрийских пород, в то время как второй — среди отложений осадочной толщи. Это дает основание сделать вывод, что разломы в докембрийском фундаменте захватили, очевидно, и осадочный покров, дав таким образом путь для магматических излияний в горизонты, довольно близкие к дневной поверхности. Наличие разломов в осадочной толще находит подтверждение в известной флектуре В. Тейссейра и ряде флексур (выявленных на окраине Русской платформы исследованиями А. Е. Михайлова и Д. П. Найдина, 1950), которые по своему местоположению совпадают с основными зонами цепочек магнитных аномалий. Так, с Жидачовско-Черновицким разломом совпадают флексуры Тлумачская, Викторовская, Журавненская, флексура в районе Роздола и флексуры в районе Николаева и к северу от него.

Наряду с двумя описанными разломами, фиксируемыми рядами магнитных аномалий, имеются и такие, где аномалии геомагнитного поля отсутствуют. Такого рода нарушение со значительной амплитудой смещения слоев, отмечаемое данными электроразведочных и сейсмо-разведочных работ, располагается юго-западнее первых двух и проходит в направлении, параллельном им. Этот разлом имеет форму сброса огромной амплитуды, по которому Русская платформа контактирует со своим краевым блоком, вовлеченным в нисходящие движения неогенового времени и послужившим фундаментом Внешней зоны Предкарпатского прогиба (Богданов, 1949, 1950; Муратов, 1947а, 1949; Вялов, 1953б).

Следующая зона магнитных аномалий, которая определяется как средняя зона, охватывает Предкарпатский прогиб и Карпатскую складчатую область. Для нее характерно спокойное поле, амплитуды аномалий здесь не превышают нескольких десятков гамм. Изодинамы имеют в общем карпатское простирание, которое иногда сменяется на поперечное, секущее это основное направление. Такое общее региональное упрощение напряженности магнитного поля в виде его понижения и сглаживания может найти свое объяснение в довольно глубоком погружении поверхности докембрия. Дополнительное влияние на упрощение магнитного поля оказывает, по всей вероятности, и смена петрографического состава пород докембрийского основания, а также возможное ослабление их магнитности в связи с погружением в зону более высоких температур. Совпадение же простирания изодинам с простиранием названных геоструктурных единиц с несомненностью свидетельствует об отражении на магнитном поле простирания этих основных геологических структур. Поперечные же усложнения геомагнитного поля отражают, по всей вероятности, довольно крупные глубинные поперечные нарушения в строении докембрийского фундамента, сопровождаемые интрузивными телами, магнитные свойства которых отличны от магнитных свойств пород фундамента. Однако не исключена возможность, что поперечные усложнения геомагнитного поля обусловлены расколами или их системами, которыми фундамент разбит на блоки с некоторым вертикальным перемещением одного блока относительно другого без сопровождения интрузиями. Предполагаемые по магнитным данным поперечные разломы фундамента в Предкарпатском прогибе прослеживаются по усложнениям геомагнитного поля и в краевой части Русской платформы.

В то время как общая оценка ясно выраженных региональных аномалий Предкарпатского прогиба не вызывает сомнений, более слабые локальные аномалии трудно поддаются истолкованию, и их связь с деталями геологического строения как докембрийского кристаллического основания, так и вышележащей толщи объяснить пока что трудно. Правда, Г. Оркиш (1937) делает попытку объяснить изменение напряжения вертикальной составляющей геомагнитного поля в одних местах складчатостью воротыщенских (соленосных) отложений, в других — изменением литологического состава добротовских слоев или же поднятием и опусканием отдельных участков прогиба. Но вероятно, что при столь малых амплитудах магнитных аномалий разгадывание неясных и порою проблематичных закономерностей представляет собой крайне неблагоприятную задачу.

Трудно также выявить геологические причины постепенного, плавного уменьшения аномалий вертикальной составляющей в Карпатской складчатой зоне, и имеющиеся данные о геомагнитном поле этой части региона не дают оснований для каких-либо построений. Они позволяют лишь высказать некоторые предположения о том, что докембрийский фундамент этой территории погружен на большие глубины и имеет однородный минералого-петрографический состав и что в пределах складчатой области Карпат отсутствуют крупные тела изверженных пород основного и ультраосновного состава, во всяком случае, их нет на сравнительно небольших глубинах.

Юго-западная часть территории, т. е. Закарпатье, представляет собой зону, обособленную в отношении распределения аномалий магнитного поля. Если аномалиям Карпат, Предкарпатья и даже краевой части платформы присуща строгая линейность, подчиненная общему карпатскому простиранию, то преобладающим элементом аномального геомагнитного поля в Закарпатье является наличие мелкой мозаики,

а элементы линейности если и сохраняются, то в осложненном виде. По характеру магнитного поля исследованную область Закарпатья можно в свою очередь разделить на три участка. Первый — Выгорлат-Гутинский хребет; второй — небольшая, морфологически обособленная зона Береговского массива и Косино-Запсонских возвышенностей; третий — Чопская впадина. Правда, первые два участка расчленяются единственно с той целью, чтобы подчеркнуть своеобразие Береговского массива, а на самом деле их более связывают черты сходства, нежели разъединяют черты различия, и поэтому они будут рассматриваться совместно.

Область распространения изверженных пород Выгорлат-Гутинского хребта характеризуется сложным резко аномальным полем мозаичного строения с рядом небольших по площади аномалий вертикальной составляющей положительного и отрицательного знака, интенсивностью в несколько сотен, а иногда и тысяч гамм. Зоны сочленения положительных аномалий с отрицательными обычно выражены очень резко в форме тесного сближения изодинам, указывающего на наличие огромных горизонтальных градиентов  $Z_a$ , которые в отдельных местах достигают сотен гамм на 1 м расстояния. Такая сложность магнитного поля этой зоны отражает сложную картину ее минерало-петрографического состава с многочисленными эффузивными и интрузивными телами, представленными породами различной магнитной восприимчивости. Произвести на основании столь сложного магнитного поля разделение эффузивно-туфогенного комплекса, слагающего Выгорлат-Гутинский вулканический хребет, в настоящее время не представляется возможным. Одной из причин, препятствующих этому, является то обстоятельство, что хребет характеризуется сильно пересеченным рельефом местности, который в значительной степени искажает результаты измерений.

Зоне Береговского массива и Косино-Запсонских возвышенностей присущи такие же черты аномального поля, какие характерны и для Вулканических Карпат. Здесь имеются те же положительные аномалии с амплитудой 200—500 гамм и те же сочетания резко выраженных отрицательных и положительных аномалий. Однако разница состоит в том, что если в районе Вулканических Карпат эти два вида аномалий соседствуют между собой без определенной системы, то здесь они делят геомагнитное поле на два разных участка: один охватывающий восточную часть Береговского массива и являющийся областью развития значительных по площади положительных аномалий  $Z_a$ , и второй, распространяющийся на западную его часть и район Косино-Запсонских возвышенностей, где сосредоточены группы взаимосопряженных отрицательных и положительных аномалий. Самые значительные по площади положительные аномалии отражают крупные массивы андезитов, являющихся здесь наиболее магнитной породой.

Что касается групп сопряженных аномалий, развитых здесь, а также, частично, в Выгорлат-Гутинской зоне, то необходимо остановиться на более подробном рассмотрении причин, их вызывающих.

Сопоставления с геологическими данными показывают, что отрицательные аномалии вертикальной составляющей геомагнитного поля Закарпатья во многих случаях совпадают с куполами липаритовых излияний. Причины такого соответствия отрицательных аномалий липаритовым массивам Г. И. Круглякова (1956) объяснила присутствием в липаритах двух разных магнитных минералов — магнетита и гематита, обладающих различной температурой точки Кюри, вследствие чего один из этих минералов, магнетит, обладающий более низкой температурой точки Кюри, намагничивался в суммарном поле, слагаю-

щемся из поля Земли и внешнего поля вкрапленников гематита. Это суммарное поле могло оказаться направленным противоположно нормальному земному полю, следствием чего и явилась обратная полярность массива в целом. Такое объяснение основано на наблюдениях и лабораторных экспериментах и является вполне вероятным. В качестве предположения Г. И. Круглякова выдвигала и другую возможность возникновения обратного направления намагниченности отдельных частей липаритовых куполов Закарпатья, связанную с разновременным внедрением отдельных блоков липаритового купола.

В пределах Чопской впадины, где, как известно, развиты осадочные отложения, наблюдается ряд небольших по площади и сугубо локальных аномалий вертикальной составляющей геомагнитного поля повышенной интенсивности. В большинстве случаев они приурочены к осевым зонам относительных максимумов силы тяжести и лишь в пределах Велико-Лучского максимума силы тяжести располагаются на его склонах. Размещение этих магнитных аномалий не совсем обычное. В одних местах мы видим либо положительные, либо отрицательные аномалии-одиночки, а в других — отрицательные в сопровождении одной-двух менее интенсивных и меньших по площади положительных аномалий. Площадь аномалий-одиночек, как правило, составляет от долей до нескольких квадратных километров, а интенсивность достигает 100—500 гамм. Спаренные отрицательные и положительные магнитные аномалии обладают значительно большей интенсивностью и различаются между собой по величине занимаемой площади. Все эти локальные аномалии несомненно связаны с изверженными породами. На эту связь указывают результаты определения физических свойств горных пород и проверочного бурения. Данные изучения магнитных свойств пород показывают, что заметными магнитными свойствами в Закарпатье обладают лишь изверженные породы (андезиты, липариты и др.), а осадочная толща практически немагнитна. В свою очередь скважины, пробуренные в зонах магнитных аномалий в районе Заставного, Жнятина и Чикосгоронды, вскрыли под толщей осадочных отложений изверженные породы — липариты у Запсони в области отрицательной аномалии, андезиты в Жнятино в зоне положительной аномалии и, наконец, липариты, а затем андезиты на отрицательной аномалии в районе с. Чикосгоронд. Характер размещения локальных магнитных аномалий, выявленных в пределах Чопской впадины, а именно группирование их цепочками вдоль нескольких линейных меридиональных и широтных направлений, несомненно свидетельствует о наличии разломов в докембрийском фундаменте, по которым как по более ослабленным зонам происходило внедрение магмы в толщу осадочных отложений, в результате чего образовались тела эффузивных и интрузивных пород.

С. И. Субботин на основании анализа магнитного и гравитационного полей этого района выделяет ряд разломов, показанных на рис. 87 (Субботин, 1955в).

Таковы в общих чертах итоги общего обзора распределения геомагнитного поля Украинских Карпат и прилегающих площадей. Данные магнитной съемки позволяют подтвердить наличие и уточнить положение уже известных тектонических элементов и наметить некоторые новые, до этого неизвестные черты строения глубинных зон.

### О РАЗРЫВНЫХ ДИСЛОКАЦИЯХ

Анализ обобщенных данных геофизических работ, проведенных на территории Карпатской геосинклинальной зоны и прилегающих к ней площадях, показывает, что в тектонике этого региона огромная роль

принадлежит дизъюнктивным нарушениям. Эти нарушения выявляются главным образом по усложнениям физических полей. Посмотрим, как эти нарушения отражены на карте (см. рис. 87).

Физические поля в границах рассматриваемой территории имеют четко обозначенное простираие, совпадающее с общим простираием Карпатской складчатой зоны и примыкающих к ней Предкарпатского и Закарпатского прогибов. В целом изоаномалы протягиваются с юго-востока на северо-запад. На этом фоне в первую очередь выделяются продольные (т. е. совпадающие с общим простираием поля) зоны в виде сближенных изоаномал (большие градиенты), отражающие те или иные продольные нарушения земной коры. Кроме того, исследуя поля всей территории, а в особенности отдельных продольных зон сгущения изоаномал, можно обнаружить значительное количество поперечных усложнений поля. Они выражаются в виде различных отступлений от тех плавных форм, которые присущи линейным региональным аномалиям. Это либо замкнутые максимумы, либо флексуобразные или заливообразные изгибы изолиний. Такие усложнения связаны с нарушениями, имеющими уже более или менее различно ориентированные направления, в большинстве случаев поперечные.

Геоманнитное поле не имеет четко выраженных линейных форм и поэтому в нем трудно и даже, пожалуй, невозможно выделить элементы усложнений. Однако то обстоятельство, что местоположение некоторых магнитных аномалий совпадает с усложнениями поля силы тяжести, оказывается не случайным. Во многих местах оно подкрепляет выводы, полученные на основании материалов гравитационных наблюдений.

Если продольные нарушения (разломы) сопоставить с поперечными и косесекущими нарушениями фундамента, то мы увидим картину сложного блокового строения докембрийского и мезопалеозойского фундамента изучаемой территории. Общая схема размещения разрывов показана на рис. 87.

На схеме даны только наиболее крупные, наиболее четко выраженные геофизическими данными, разломы. Плюсами и минусами соответственно обозначены относительно поднятые или опущенные участки фундамента. Дублирование плюсов и минусов применено для обозначения более крупных нарушений с большей амплитудой перемещения блоков. Следует иметь в виду, что линии на схеме это — лишь условное обозначение и нельзя рассматривать каждую из них как изображение местоположения отдельного сброса. Каждая линия указывает только местоположение середины широкой зоны нарушений.

Продольные разрывы северо-восточной половины рассматриваемой территории несомненно служили зонами, по которым отдельные блоки фундамента платформы, имеющие в плане форму протяженных полос, опускались в сторону осевой части Карпатской геосинклинали и образовали ступенчатую структуру фундамента северо-восточного крыла геосинклинальной области, захватывающего значительный участок Русской платформы. Некоторые из этих разломов фундамента, возможно, совсем не сопровождалась относительными перемещениями блоков или же сопровождалась смещениями малой амплитуды. К таким разломам следует отнести Перемышлянско-Монастырский и Жидачовско-Черновицкий. Другие разломы сопровождаются значительным относительным перемещением блоков с амплитудой от нескольких сотен метров до 1—2 км. К ним относится Яворовско-Калушский разлом, проходящий приблизительно через Яворов, южнее Николаева на Калуш и далее и служащий контактом Русской платформы с Внешней зоной Предкарпатского прогиба. Далее к юго-западу находится зона крупнейших разломов, по которой Внешняя зона прогиба контактирует с Внут-

ренней. В отличие от всех предыдущих разломов, где нет никаких признаков надвиговых явлений, последний сопровождается надвиганием более древних толщ на более молодые, с большой амплитудой горизонтального перемещения, измеряемой (по геофизическим данным), например, на профиле Стрый—Мукачево 15 км, а в Покутских Карпатах, возможно, до 40 км и более.

В Карпатской складчатой области продольные глубинные разломы играют существенную роль в ее тектоническом делении и формировании скибовых форм, крупных надвигов, а также вертикальных и горизонтальных смещений отдельных блоков. Однако незначительный материал геофизических исследований в этой зоне не позволяет их фиксировать.

В Закарпатье геофизические данные четко отражают региональный разлом на границе флишевой области Карпат с Закарпатским прогибом, представляющий собой, по-видимому, систему сбросов большой суммарной амплитуды. По этим сбросам изливались на поверхность огромные массы магмы, образовавшие Выгорлат-Гутинский хребет вулканогенных пород, залегающих на осадках миоцена и более древних. Два других, довольно четко выраженных, а следовательно, крупных разлома отмечаются в районе Хуст—Вышково и южнее Косино-Запсонских возвышенностей и Береговского массива.

Что же касается поперечных нарушений, то исходя из характера усложнений физических полей и геоэлектрических условий, можно предполагать, что они носят характер глубинных единичных или групповых расколов фундамента с вертикальным перемещением одного блока относительно другого. Возможно существование нарушений в виде горстов, грабенных, флексур, а также антиклиналей и синклиналей, осложненных сбросовыми нарушениями различных амплитуд. Сопоставление системы поперечных разломов с данными геотектонической карты позволяет прийти к выводу, что в ряде мест по поперечным разрывам, вероятно, происходили, наряду с вертикальными, также и горизонтальные перемещения блоков сложно дислоцированных толщ флиша Карпат и молассовых образований Предкарпатского прогиба.

Совместное рассмотрение картины размещения продольных и поперечных разломов приводит к мысли, что места пересечения разломов, являясь наиболее ослабленными зонами, служили путями проникновения магматических расплавов. Можно полагать, что и возникновение очагов расплавления также является следствием образования зон уменьшения давления на некоторых глубинах, в большинстве случаев в местах пересечения разломов. Следствием снижения давления является уменьшение теплоемкости, повышение температуры, расплавление и внедрение лавы в вышележащие слои.

Размещение аномалий геомагнитного поля на юго-западной окраине Русской платформы не сплошными полосами, а только в определенных пунктах, группирующихся вдоль линейных направлений, свидетельствует о наличии интрузивных и эффузивных тел именно только в местах пересечения продольных разломов с поперечными. Отсюда напрашивается вывод, что разломы этой части рассматриваемой территории возникли в условиях общего сжатия фундамента, вследствие чего здесь вообще не было условий для возникновения расплавов, и только наличие в том или ином месте поперечного нарушения приводило к резкому ослаблению давления и к расплавлению некоторого объема подкорового субстрата или же вещества нижних слоев земной коры.

Резюмируя все сказанное о существовании системы продольных и поперечных нарушений фундамента, можно сделать следующие выводы:

1. Фундамент Украинских Карпат и прилегающих территорий разбит системой продольных нарушений или разломов в общем карпатского простирания, прослеживающихся на многие сотни километров и имеющих региональный характер. Амплитуда относительного перемещения блоков фундамента по этим разломам изменяется в очень широких пределах, от десятков до многих сотен метров и даже до 1—2 км. По некоторым из этих разломов наблюдаются надвиговые явления иногда значительной амплитуды, достигающей нескольких десятков километров.

2. Фундамент территории разбит также и системой нарушений, поперечных к общему простиранию Карпат или кососекущих это простирание. В складчатой области Карпат и в Закарпатье по этим нарушениям происходили относительные перемещения блоков не только в вертикальном, но и в горизонтальном направлениях. Особенно значительное движение в северо-восточном направлении наблюдается в юго-восточной части Украинских Карпат, где перемещение юго-восточного блока по отношению к северо-западному вдоль полосы разломов Грушев—Ковалевка, по-видимому, достигает 20 км и более. Большая амплитуда надвига привела к сложной картине многоэтажного строения Скибовых Карпат и Предкарпатского прогиба.

3. Образование расколов фундамента в северо-восточной части Карпат, Предкарпатском прогибе и краевой части Русской платформы произошло в условиях сдвливания. Поэтому достаточно ослабленные зоны возникали только в местах пересечения продольных разломов фундамента с поперечными. Эти зоны и послужили путями проникновения расплавов и внедрения магматических пород в верхние части кристаллического фундамента и в толщу осадочных пород.

4. Иную картину мы наблюдаем в Закарпатье. Здесь зона разломов, по которой контактирует флишевая область Карпат с Закарпатским прогибом, образовалась, вероятно, в условиях растяжения коры или во всяком случае при отсутствии значительного сдвливания. Этим мы склонны объяснить наличие протяженной, сплошной гряды изверженных пород неогенового возраста, ибо при отсутствии сдвливания возникли благоприятные условия для внедрения магмы вдоль всей зоны разломов.

5. Существование продольных и поперечных разломов фундамента намеченных по данным геофизических исследований подтверждается в ряде мест геологическими данными (контакт Внутренней зоны Предкарпатского прогиба с его Внешней зоной, Внешней зоны с платформой и др.).

Это позволяет рассчитывать, что и другие намеченные по данным геофизики разломы также существуют и несомненно будут подтверждены дальнейшими исследованиями.

### **РАЗРЕЗ МУКАЧЕВО — СТРЫЙ — ПЕРЕМЫШЛЯНЫ (ОБОБЩЕННЫЕ ДАННЫЕ)**

Линейная протяженность тектонических зон Карпатского региона и соответствующий им характер аномалий физических полей позволяют представить все изложенное в виде схематического геологического разреза, показанного на рис. 86. Разрез этот по линии Мукачево—Стрый—Перемышляны пересекает все рассмотренные тектонические зоны вкрест их простирания. При его составлении были использованы аномалии вертикальной составляющей геомагнитного поля и кажущихся удельных электрических сопротивлений для АВ=6000 м и 1500 м, данные

сейсмических исследований, результаты бурения и некоторые другие геофизические и геологические данные.

На основании анализа всех этих данных можно утверждать, что под складчатыми Карпатами и частично под прилегающими к ним территориями имеется утолщение обширного участка земной коры. Палеозойский складчатый фундамент в пределах Карпатского региона образует общий прогиб, наиболее глубокая часть которого приходится на Скибовую зону, где мезо-кайнозойская толща, залегающая на палеозойском основании, достигает максимальной мощности. К юго-западу и северо-востоку от осевой части прогиба наблюдается подъем поверхности палеозойского и докембрийского фундамента и в пределах западного склона Украинского щита он уже выходит на дневную поверхность. В районе к юго-западу от Жидачова проходит борт Русской платформы в форме сброса или нескольких сближенных сбросов значительной суммарной амплитуды. К юго-западу от сброса кровля палеозойских пород слегка поднимается, а затем к югу от г. Стрия круто погружается в сторону Карпат, образуя здесь асимметричное антиклинальное поднятие с очень пологим северо-восточным и крутым, вероятно осложненным сбросом юго-западным крылом. Последнее уходит на глубину более 5 км во Внутреннюю зону Предкарпатского прогиба, выполненного более легкими отложениями миоцена.

В районе между Стрием и Сколе находится наиболее глубокая часть Предкарпатского прогиба, а в юго-западном направлении в верхней части разреза происходит быстрый переход от легких отложений миоцена к надвинутым на них более тяжелым флишевым толщам Скибовых Карпат.

Далее на юго-запад наблюдается общий постепенный подъем поверхности палеозойского фундамента, на фоне которого намечается три обособленных поднятия. Вершина наименее четко выраженного из них находится несколько севернее Сколе. Среднее поднятие располагается в средней полосе зоны Кросно, сводовая часть его находится в 10—12 км северо-восточнее Воловца и совпадает с основным Карпатским водоразделом. Далее можно предполагать поднятие палеозойского складчатого основания несколько южнее Свалявы, приблизительно вдоль северо-восточного края Выгорлат-Гутинского хребта изверженных пород.

Как в Предкарпатской, так и в Закарпатской частях разреза геофизические данные указывают на существование крупных дизъюнктивных нарушений, фиксируемых в той или иной мере всеми методами геофизики. Наиболее четко выделяется разрыв в форме ступенчатой системы сбросов на юго-западной окраине Русской платформы. Другой зоной крупного разрыва несомненно является переход на больших глубинах (порядка 3—5 км) от Внешней зоны Предкарпатского прогиба к Внутренней его зоне. На упомянутых глубинах это отражается в виде резкого перехода от тяжелых палеозойских и юрских отложений Внешней зоны к более легким породам воротыщенской серии во Внутренней зоне прогиба. В пределах Внешней зоны прогиба большое количество нарушений выявлено данными сейсмических работ. В складчатой зоне вырисовывается один разрыв, который отделяет Утесовую и Мармарошскую зону от остальной части территории. Тектонический контакт в форме сброса большой амплитуды отмечается по геофизическим данным при переходе от складчатых Карпат, точнее от их Утесовой зоны, к Закарпатскому прогибу. Тектонические контакты на границах Скибовой зоны с зоной Кросно, Кросно с Магурской зоной, а также внутри этих зон не зафиксированы геофизическими данными и поэтому на рис. 86 не показаны.

В северо-восточной части разреза, на его участке от Жидачева, т. е. от борта Русской платформы до Перемышлян и далее, наблюдается повышенное геомагнитное поле, рисующее западный склон Украинского щита. Повышенное поле указывает на то, что в составе кристаллического массива получили широкое развитие более магнитные основные и ультраосновные породы. Локальные аномалии геомагнитного поля отображают крупные интрузивные тела, по-видимому, типа базальтов, залегающие на глубинах 1—1,5 и главным образом 3—5 км и более.

В Закарпатской части разреза сугубо локальные, интенсивные и резко выраженные аномалии геомагнитного поля позволили наметить ряд эффузивных и интрузивных тел, размещенных на небольших глубинах и даже на поверхности. Эти построения уже нашли свое подтверждение в ряде скважин, пробуренных в последнее время.

В заключение описания разреза остановимся на рассмотрении границ тектонических зон. В области Скибовой зоны, во Внутренней и Внешней зонах Предкарпатского прогиба и в краевой зоне Русской платформы вводится представление об этажности размещения границ между указанными зонами. Так, например, контакт Внешней зоны прогиба с Внутренней на дневной поверхности нанесен нами по геологическим данным. Вследствие надвигового характера этот контакт по мере углубления смещается в юго-западном направлении, и на глубинах в 3—5 км данными геофизических исследований он обнаруживается на 15—17 км юго-западнее границы, отмеченной на поверхности. На этом основании полосу, лежащую между выходом поверхности надвига на дневную поверхность и ее положением на больших глубинах, мы должны относить то к Внешней, то к Внутренней зонам Предкарпатского прогиба, в зависимости от того, какую глубину рассматриваем. Поэтому для более полного отображения взаимоотношений тектонических зон на разрезах это показано в виде перекрытия одних зон другими.

## СЕЙСМИЧНОСТЬ

Первая сейсмическая станция на Украине была организована И. Е. Картаци в г. Николаеве, при Астрономической морской обсерватории. Им же обработаны и изданы в 1901 г. результаты наблюдений. Были попытки создать сейсмические станции в других городах, в частности в Киеве, при университете (1905 г.), которые, к сожалению, не осуществились до сих пор, и столица Украины по-прежнему не имеет своей сейсмической станции.

В западных областях Украинской ССР — Галиции и Буковине — сейсмические станции существовали в г. Львове с 1898 г. при Политехническом институте, в Ужгороде — с 1907 г. и Черновцах — с 1934 г. Они были оборудованы приборами механического типа (Бош, Вихерт), дающими возможность регистрации лишь небольшого числа землетрясений, главным образом из разряда катастрофических.

В 1949 г. при содействии академика АН УССР В. А. Сельского была восстановлена Львовская сейсмическая станция на значительно более широкой базе, чем раньше: в отдельном здании и с современными приборами более чувствительными, чем ранее. В 1949 г. Геофизическим институтом АН СССР в специально выстроенном здании была вновь организована Ужгородская станция, оборудованная аппаратурой современного типа.

Новый период начинается с 1951 г., когда был организован сейсмический сектор АН Украинской ССР (ныне отдел сейсмологии Института геофизики), в ведение которого были переданы сейсмические

станции во Львове и Ужгороде. За это время проделана большая работа, организованы новые станции: в с. Деловое Раховского района Закарпатской области, в г. Косове Ивано-Франковской области, в пос. Межгорье Закарпатской области и сейсмический павильон в г. Ужгороде (Оноковцах).

Многое сделано и по линии изучения сейсмичности. Во-первых, опубликована монография «Землетрясения Украины», содержащая каталог землетрясений, имевших место или ощущавшихся на Украине с 1000 по 1940 г. (Евсеев, 1961). Во-вторых, составлена сейсмотектоническая карта Украинских Карпат и прилегающих к ним областей Румынской Народной Республики (Евсеев, 1960).

С 1960 по 1963 г. проводились работы по сейсморайонированию Украинских Карпат.

На территории Украинской ССР к числу сейсмоактивных районов относятся:

а) Карпатская зона, включающая Закарпатье, Буковину и Предкарпатье;

б) Юго-Западная Украина (район Измаила и прилегающая к нему часть побережья Черного моря);

в) Крым\*.

Остановимся на рассмотрении сейсмичности Закарпатья и описании наиболее интенсивных землетрясений. Землетрясения в Закарпатье возможны силою до 7 баллов. На основании исследований зарубежных авторов (А. Ретли, Затопек), а также автора данного раздела составлена карта-схема сейсмичности Закарпатья (см. рис. 88). На нее нанесены эпицентры землетрясений начиная с 6 баллов и выше (шкала ГОСТ 6249—52), эпицентры некоторых пятибалльных землетрясений, а также инструментально определенных за последнее время землетрясений более слабой интенсивности.

Кроме закарпатских очагов, на карте помещены некоторые эпицентры землетрясений, расположенные по соседству: на территории Румынии, Венгрии и Чехословакии. На карту нанесены также изосейсты землетрясений начиная от 6 баллов и выше. Но далеко не во всех случаях удавалось нанести изосейсты. Не всегда также было возможным точное определение величины интенсивности (балльности) в очаге, так как очень большое число землетрясений относится к разряду микросейсмических, к тому же давней эпохи: XIX или XVIII веков. Далее, выводы Ретли, например, не всегда правильны, так как он склонен преувеличивать балльность, что отмечалось венгерскими и советскими исследователями.

В Восточной Словакии (около с. Гуменне) по соседству с Закарпатьем находится сейсмический очаг, где землетрясения повторялись в 1778, 1779, 1890, 1893 и 1941 гг. Первое из них имело интенсивность 8 баллов. Из-за давности лет нет достаточных сведений и поэтому и возможности провести изосейсты в Закарпатье.

К востоку от г. Ужгорода находится сейсмический узел, в котором имели место землетрясения в 1925 и 1936 гг. (в последнем — дважды); самое значительное из них — 2 августа 1936 г. — 6 баллов.

В районе Мукачева — два заметных землетрясения: 1797 и 1924 гг. Самым сильным из них было первое — 6—6,5 балла. Более слабые толчки повторялись в 1864, 1909 и 1910 гг.

\* Ввиду того что до настоящего времени (1964 г.) крымская сеть сеймостанций находилась в ведении Института Физики Земли АН СССР, который и проводит все работы по изучению его сейсмичности, мы не будем рассматривать сейсмичность этого последнего района.



В районе г. Хуста в 1894 г. было довольно значительное землетрясение порядка 6 баллов. Начиная с 1781 г. в этом районе землетрясения более слабой интенсивности отмечались 5 раз: в 1781, 1794, 1830, 1868 и 1910 гг.

В районе между Тересвой—Хустом—Драгово находится множество очагов слабых землетрясений, не нанесенных на карту.

На юго-восток от Хуста вдоль румынской границы и вблизи нее расположены три очага землетрясений: в Тересве, Сигете (Солотвина) и Коштиуе. В первом из них в 1926 г. имел место ряд толчков за период с июня по август; самый сильный из них интенсивностью порядка 7 баллов.

В районе Сигета (Солотвина) землетрясения повторялись за период с 1823 по 1933 г. не менее 10 раз. Из них наиболее сильным было землетрясение 1870 г. порядка 7 баллов.

В Коштиуе (близ границы с Закарпатьем) землетрясения отмечались в 1888, 1902 и 1917 гг., самое сильное — первое 6—7 баллов.

За пределами Закарпатья на территории Румынии, в Северной Трансильвании, расположены три узла землетрясений; колебания, исходившие из них, ощущались заметным образом и в Закарпатье, они, по-видимому, находятся в какой-то связи с тектоникой Закарпатья и Северной Трансильвании. Первый из них — район Халмеу — Ливада. Здесь расположены очаги двух землетрясений: в 1889—1901 и 1893 гг., последнее — 7 баллов. Более слабые толчки регистрируются в этом районе вплоть до настоящего времени (по инструментальным наблюдениям).

Второй узел, возможно связанный с разломом, по которому произошли излияния третичных эффузивов, — в районе сел Андрид, Пишколт, Санислэу, где расположены очаги двух сильных землетрясений, сотрясения из которых распространились до Галиции, охватив все Закарпатье в 1829 и 1834 гг. Особенно разрушительным было последнее, интенсивность которого в эпицентре была около 8 баллов. Шестибалльная изосейста этого землетрясения может быть проведена примерно севернее линии Ужгород—Свалява—Сигет. Оно ощущалось даже во Львове.

Третий, самый слабый узел — в районе Бая-Маре, где за период с 1662 по 1903 г. было отмечено более десятка слабых, порядка 5 баллов, землетрясений: 1662, 1783, 1791, 1818, 1876, 1892, 1895, 1898, 1901, 1903 гг.

Кроме этих трансильванских узлов, по Закарпатью распространялись колебания из румынских очагов в горах Вранча, где интенсивность доходит, как известно, до 9 баллов. Два из вранчевских землетрясений (1802 и 1940 гг.) ощущались в Закарпатье. Шестибалльная изосейста землетрясения 1802 г. проходит южнее Львова, семибалльная до Закарпатья не доходит, проходя через Буковину. Относительно землетрясений 1940 г. собрано мало сведений, которые, однако, свидетельствуют о том, что землетрясение 1940 г. ощущалось в Закарпатье с силой 5 баллов (падение картин и посуды).

Фактор времени — повторяемость землетрясений — имеет большое значение. Даже относительно слабые землетрясения могут причинить серьезные повреждения, если они часто повторяются. На основании многочисленных исследований установлено, что в большинстве случаев слабые землетрясения возникают более часто, чем сильные, и что они между собой связаны территориально. Связь эта выражается в том, что места возникновения сильных и слабых землетрясений совпадают, или, во всяком случае, находятся в пределах одной и той же структурной зоны. В этом последнем случае более сильные землетрясения возникают

обычно по краям зоны скопления слабых землетрясений или в промежутке между этими зонами. Слабые землетрясения для большой территории и для достаточного промежутка времени наблюдения устойчиво характеризуют сейсмическую деятельность территории. Это особенно важно для такого района, как Закарпатье, где подавляющая масса землетрясений 5 и менее 5 баллов.

Одним из показателей этой связи являются так называемые «графики повторяемости» землетрясений. Между частотой повторяемости землетрясений и их интенсивностью существует линейная зависимость, если обе эти величины откладывать на графике в логарифмическом масштабе (см. табл. 19).

Таблица 19

Балльность	4°	5°	6°	7°
Периоды наблюдений* . . . . .	1961—1879	1961—1879	1961—1784	1961—1662
Промежуток времени в годах . . . . .	62	72	167	299
Количество землетрясений за данный период . . . . .	27	18	13	8
Среднегодовое значение количества землетрясений $\bar{N}$ . . . . .	0,436	0,250	0,0779	0,0267
Среднегодовое количество землетрясений на единицу площади в 10 000 км <sup>2</sup> $\bar{N}$ * . . . . .	0,277	0,159	0,0496	0,0175
$\lg \bar{N}$ * . . . . .	1,4425	1,2014	2,6955	2,2304

\* Из периода наблюдений исключены военные (1941—1945) и послевоенные (1945—1951) годы для четырехбалльных землетрясений и военные годы (1941—1945) для пяти- и шестибалльных.

Если отложить на горизонтальной линии баллы, а на вертикальной соответственно логарифмы, то эти точки будут достаточно хорошо лежать на прямой линии. Если теперь по графику взять выравненные значения логарифмов, соответствующие различным баллам, и перейти обратно к числу землетрясений, приходящихся на единицу времени «среднегодовое значение», то получатся следующие цифры:

4°	5°	6°	7°
0,508	0,198	0,0769	0,0292

Величины, обратные этим значениям, показывают вероятные периоды повторения землетрясений различной балльности в годах на площади Закарпатья:

4°	5°	6°	7°
2	5	13	34

Таким образом, Закарпатье не относится к числу областей с сильной сейсмической активностью. Семибалльные землетрясения, т. е.

такие, которые следует принимать во внимание при сооружениях, здесь довольно редки, и нет никаких оснований допускать возможность возникновения землетрясений более сильных, например восьмибалльных, как это предполагают некоторые геологи (Гофштейн, 1963а).

Если попытаться сопоставить сейсмические элементы с тектоникой, то можно прийти к следующим заключениям.

Согласно последним представлениям, сейсмическая активность Закарпатья связывается не только с полосой развития молодых верхне-неогеновых разломов Выгорлат-Гутинского вулканического хребта, но главным образом с глубинным разломом, разграничивающим складчатые Карпаты и Закарпатский прогиб. Разлом этот, установленный по геофизическим данным, разделяет две области противоположно направленных движений: к северу от него — поднятие, образование гор, к югу — опускание, образование прогиба (Гофштейн, 1963а). С ним связано происхождение полосы юрских утесов. Результаты инструментальных наблюдений последних лет (1961—1963 гг.) показывают, что некоторые эпицентры слабых землетрясений располагаются также вдоль контакта Мармарошской и Раховской зон. В то время как Раховский массив был вовлечен в поднятие с палеозоя, Утесовая и Мармарошская зоны позднее — с мезозоя, а Карпатская складчатая область только с миоцена.

Буковина и особенно Предкарпатье в сейсмическом отношении по сравнению с Закарпатьем значительно менее активны. Нанесенные на карту землетрясения прежде всего сомнительны относительно характера их происхождения: не исключается возможность их обвального происхождения, в особенности это относится к землетрясению 17 августа 1875 г., эпицентр которого расположен в районе Каменка-Бугская. Интенсивность его составляет приблизительно 6 баллов (шкала ГОСТ 6249—52), плейстосейстовая область — около 1000 км<sup>2</sup>, ощущалось оно вплоть до Черновиц (около 300 км).

Польские сейсмологи связывают этот эпицентр с линией эпицентров, протягивающихся через Восточную Польшу до Балтийского моря (Т. Olczak, 1962).

Второе землетрясение — 3 января 1903 г. имеет эпицентр в районе Залещиков. Интенсивность его в эпицентре составляет 5 баллов, т. е. примерно такой же силы, как каменкобугское, но область, им охваченная, значительно меньше. Землетрясение это ощущалось только вблизи Залещиков на расстоянии нескольких десятков километров от предполагаемого эпицентра. Нет данных, чтобы оно ощущалось в Коломые или Черновцах, не говоря уже о Тернополе и Львове. Не исключается возможность его карстового происхождения, но большинство исследователей склоняется в пользу тектонического.

Наконец, можно указать на землетрясение 10 мая 1940 г. в районе г. Сторожинец (к юго-западу от Черновиц), определенное инструментальным путем по нескольким далеким станциям, но ручаться за точное определение местоположения эпицентра затруднительно. Погрешность его эпицентра — порядка 25—50 км.

Вот и все данные, которыми мы располагаем по району Предкарпатья и Буковины. Сейсмическая активность здесь во много раз ниже, чем в Закарпатье, не говоря уже о районе Вранча, несмотря на то, что здесь мы имеем важный в тектоническом отношении стык платформенной части с Предкарпатским прогибом, который сопровождается глубоким разломом.

Как уже отмечалось (Евсеев, 1960), некоторое значение для объяснения этого явления имеет то обстоятельство, что, очевидно, в Украинской части Карпат горообразование закончилось раньше, чем в румын-

ской (в первом районе в складки смят миоцен, во втором — плиоцен, на который надвинут палеоген).

Для всестороннего изучения сейсмичности Карпатского района имеют немаловажное значение величина и характер вертикальных перемещений. Величина градиента скорости вертикальных перемещений может определяться двойным путем: во-первых, по чисто геологическим признакам — данным о мощностях отложений, высотах современного залегания и наклонах останцов первоначального равнинного древнего рельефа, данным о высотах речных террас и т. п., и, во-вторых, геодезическим путем при наличии сравнения данных нивелирования, произведенных в различные периоды. Результаты, полученные этими двумя путями, могут не совпадать и расходиться, что зависит от неравномерности движений во времени, и, следовательно, в конечном счете — от неравномерности проявления сейсмичности во времени в данном районе. Исследования вертикальных перемещений в Закарпатье проводятся в настоящее время этими двумя путями, но результаты пока не получены в окончательном виде.

Второй активный район — Юго-Западная Украина: побережье Черного моря от границы с Молдавской ССР до Крыма изучено сравнительно мало. На этой территории проявляют свое воздействие, во-первых, очаги землетрясений, расположенные на территории Молдавской ССР (Бессарабии), во-вторых, вранчевский узел в Румынии.

Мы располагаем весьма незначительным материалом относительно бессарабских очагов. В литературе описано всего несколько случаев землетрясений, из которых наиболее сильными являются следующие:

21 апреля 1835 г. — землетрясение в Молдавии средней интенсивности, порядка 5—6 баллов. Оно ощущалось в Яссах, Бендерах, Измаиле, Одессе, Львове, Кишиневе. В последнем было повреждено несколько домов. Точное положение эпицентра землетрясения неизвестно.

28 декабря 1895 г. — землетрясение, очаг которого, по П. Васильеву, расположен на юг от Кишинева, в районе селений Пинцарени и Логанешты, имело интенсивность в эпицентре порядка 5—6 баллов и сопровождалось появлением трещин на поверхности земли.

Есть отрывочные сведения, что в районе с. Комрат (Южная Бессарабия) в 1903 г. было землетрясение. Нам не удалось проверить эти сведения по первоисточникам, упоминается оно только одним автором без указания даты и интенсивности, поэтому его следует отнести к разряду сомнительных.

6 февраля 1904 г. произошло довольно сильное землетрясение, охватившее Бессарабию и Юго-Западную Украину; ощущалось оно в Одессе и Кишиневе, а также в районе Бырлад (Румыния). На север и восток землетрясение распространилось вплоть до Умани, Могилев-Подольского, Гайсина. По мнению П. Васильева интенсивность землетрясения в Кишиневе доходила до 7 баллов, что, по-видимому, несколько преувеличено (нет конкретных признаков). Эпицентр неизвестен. Предполагают его в районе Бырлад или в Черном море (П. Васильев, 1908).

Таковы данные по наиболее сильным землетрясениям, очаги которых находились или предполагались находящимися на территории Бессарабии. Как видно, их интенсивность невелика, вряд ли превосходит 6 баллов в эпицентре, а поэтому действие этих землетрясений на территории прилегающей части Украины, к югу и востоку, незначительно.

Несравненно сильнее влияние румынских землетрясений, несмотря на сравнительную отдаленность от очагов (горы Вранча, р. Серет).

Рассмотрим, как проходят изосейсты на территории Юго-Западной Украины, обусловленные именно этими румынскими очагами, выбирая наиболее сильные.

Прежде всего следует остановиться на землетрясении 10 ноября 1940 г., изосейста которого в 8 баллов проходит по самой западной окраине Бессарабии. Следующая, семибалльная изосейста этого землетрясения проходит через Одессу и к востоку от Кишинева, охватывая почти всю Молдавскую ССР. К этой изосейсте близка семибалльная изосейста землетрясения 1802 г., которая только на севере Бессарабии несколько отходит к северу от первой.

Таким образом, территория Украинской ССР между Румынией, Молдавской ССР и берегом Черного моря вплоть до Белгородского лимана подвержена была в прошлом сотрясениям порядка 7 баллов и выше. Подтверждается это также семибалльной изосейстой землетрясения 1838 г., которая проходит к востоку от Измаила и далее на Кишинев.

К востоку от описанной семибалльной зоны начинается шестибалльная зона, где проходят изосейсты землетрясений 1802, 1838 и 1940 гг. Например, шестибалльная изосейста землетрясения 1802 г. проходит к востоку южнее г. Львова и далее на запад. Следует подчеркнуть, что положение этих изосейст, даже таких близких по времени, как землетрясение 1940 г., нельзя считать установленным с достаточной точностью. Например, И. М. Сухов восьмибалльную изосейсту землетрясения 1940 г. проводит значительно восточнее, включая в нее территорию почти всей Молдавской ССР.

**ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ  
И НЕОТЕКТОНИКИ КАРПАТ**

К числу кардинальных вопросов геоморфологического развития Украинских Карпат, как и любой иной горной страны, относятся проблемы: возраста рельефа, этапов его преобразования, тектонической обусловленности, денудационных уровней, развития долинных систем и речных террас, древнего оледенения, а также проблемы современных геоморфологических явлений, геоморфологического районирования и хозяйственной оценки рельефа.

Геоморфологические методы позволяют установить характер новейших тектонических движений и, следовательно, содействуют познанию общей тектонической структуры горной области.

Установление этапов истории гор дает возможность глубже вскрыть палеогеографические условия формирования полезных ископаемых и закономерности их размещения.

Вопросами морфогенезиса Восточных Карпат в досоветское время занимались: Е. Ромер (19076, 1909), Л. Савицкий (1909), Г. Тейссейр (1928, 1932а), Я. Лозинский (1905, 1921), С. Павловский (1915), Б. Сви-дерский (1938а) и др.

Советские ученые, критически изучив работы польских, чешских, венгерских и румынских исследователей, а также используя новейшие геологические материалы и специальные наблюдения, сделали ряд существенных выводов по проблемам геоморфологии Карпат (работы Н. П. Ермакова, Г. П. Алферьева, Г. И. Раскатова, А. И. Спиридонова, В. В. Буцуры, В. Г. Бондарчука, К. И. Геренчука, И. Д. Гофштейна, Л. Г. Каманина и др.).

Геоморфолог, приступающий к изучению горной страны, видит перед собой ее современный морфологический облик, в различной степени сохранивший элементы рельефа предшествующих этапов развития.

В условиях флишевых Карпат остатки и признаки рельефа древних этапов сохранились плохо. Однако наблюдателю бросается в глаза более старый, одряхлевший рельеф в верхнем ярусе гор. Последний включает выравненные поверхности хребтов (полонины) — рис. 89, слегка волнистые гребни с куполообразными вершинами. В отдельных районах ландшафт дополняется и более резкими формами (рис. 90), созданными четвертичным оледенением (Черногора, Свидовец). Как справедливо отмечает Г. П. Алферьев (1948б), в Украинских Карпатах распространены преимущественно пологие склоны с развитым суглинистым покровом. В этот одряхлевший рельеф углубляются современные долины поперечных рек, прорывая на своем пути горные хребты. Они носят явно эпигенетический облик.

Вследствие дифференцированных вертикальных движений, происходивших несколькими фазами, старые элементы рельефа оказались

приподнятыми и подверглись эрозионному расчленению и разрушению (рис. 91).

Вдоль долин карпатских рек, кроме низких, хорошо выраженных террас с коренными цоколями, наблюдаются характерные ступенчатые склоны, сильно выполоченные в верхнем ярусе.



Рис. 89. Поверхность горы Полонина Руна.  
Фото И. Д. Гофштейна

Все эти особенности современного морфологического облика Украинских Карпат являются результатом сложного исторического развития.

Особый интерес представляют конец палеогена, неоген и четвертичный период, когда формировался горный рельеф. Становление современного рельефа гор происходило на границе палеогенового и неогенового времени. К этому времени приурочивают и главную фазу складкообразования и

поднятий флишевых Карпат, а также зарождение Предкарпатского и Закарпатского прогибов.

Для восстановления истории Украинских Карпат необходимо установить связь коррелятных отложений предгорий с этапами воздымания и разрушения горной области, проследить наличие древних денудационных уровней и определить их возраст, вскрыть закономерности развития долинных систем и террас, провести сопоставление денудационных уровней, террас и ледниковых комплексов. При этом необходимо учитывать и общую палеогеографическую обстановку исторических этапов.

В истории развития рельефа Украинских Карпат Н. П. Ермаков (19486) выделяет четыре этапа: нижнемиоценовый (в течение которого возник нижнемиоценовый денудационный уровень на южных предгорьях); предэотический, или нижнепаннонский (завершившийся формированием нижнепаннонского пенеплена); плиоценовый и плейстоценовый. При этом автор утверждает, что «в формировании современного макрорельефа Украинских Карпат в период их интенсивного поднятия в плиоцене и плейстоцене наибольшую роль играли продольные реки». В числе последних Н. П. Ермаков называет «Древнесанскую» (рис. 92), «Верховинскую», «Ясиня-Черемошскую», «Цирок-Боршав-



Рис. 90. Вершина хр. Свидовца (гора Ближница). Фото И. Д. Гофштейна

скую»\* продольные долины, а также «Белотиссенскую» древнюю долину, которые были подчинены литологической зональности Карпат. Поперечные (дискордантные) долины путем попятной эрозии начали развиваться только в плейстоцене и, перехватывая продольные, создали решетчатое расчленение гор. Подобные соображения развивал также

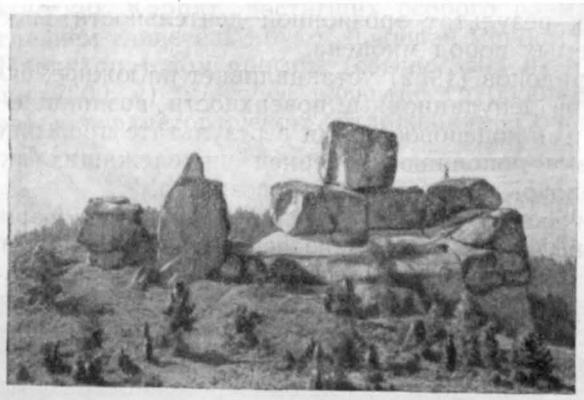


Рис. 91. Скалы нижнемеловых песчаников в долине горного Днестра. Фото И. Д. Гофштейна

В. В. Буцура (1930, 1946), кстати считавший, что только в рисское время создан «высокогорный ландшафт» Украинских Карпат.

Г. П. Алферьев (19486) в своей работе коснулся вопроса о возрасте полонинского пенеблена, определил средние (относительные)



Рис. 92. Древняя долина системы пра-Сана в истоках р. Днестра. Фото И. Д. Гофштейна

высоты террас карпатских рек и провел синхронизацию их с ледниковыми эпохами, а также показал дифференцированный характер новейших движений в Карпатах. На основании изучения превышений террасовых уровней Г. П. Алферьев пришел к выводу о большой роли плиоценовых и нижнеплейстоценовых поднятий в формировании Карпат. К началу ресса эти поднятия большей частью завершились.

В своих последующих сообщениях на научных конференциях Г. П. Алферьев отмечал наличие четырех денудационных уровней на юго-западных склонах Украинских Карпат, а также высказывал воз-

\* Более распространено наименование «Завыгорлатская». — Прим. ред.

ражения против взглядов о первоначальном господстве продольных долин в Карпатах. В частности «Цирик-Боршавская» и «Верховинская» продольные долины, согласно Г. П. Алферьеву, были созданы обычными субсеквентными притоками поперечных рек, террасы которых взаимосвязаны. Он также отрицал возможность существования «Солотвинского озера» в пределах Солотвинской котловины и рассматривал последнюю как результат эрозионной деятельности Тиссы в условиях легкоразмываемых пород миоцена.

А. И. Спиридонов (1952) устанавливает на южных склонах Украинских Карпат три денудационные поверхности, возникшие в нижне-среднемиоценовое и плиоценовое время в результате прерывистых поднятий гор. Эти уровни дополняются серией нижележащих аккумулятивных террас плиоценового—четвертичного возраста.

В истории формирования рельефа Украинских Карпат Г. И. Раскатов (1957) выделяет следующие основные этапы: 1) нижне- и среднемиоценовый; 2) верхнемиоценовый; 3) плиоценовый; 4) четвертичный (с фазами — нижнечетвертичной, среднечетвертичной, верхнечетвертичной и современной). В течение этих этапов происходит перестройка гидросети, причем наряду с существованием продольных долин (внутри гор) Г. И. Раскатов допускает и одновременное развитие поперечных долин.

Обобщение имеющихся материалов позволяет выделить в истории рельефа Украинских Карпат следующие этапы: 1) верхнеолигоценый — нижнемиоценовый; 2) среднемиоценовый; 3) верхнемиоценовый; 4) плиоценовый; 5) плейстоценовый; 6) послеледниковый (современный).

С *верхнеолигоценым — нижнемиоценовым* этапом связано начало развития современного рельефа Украинских Карпат. Доказательством возникновения области сноса на месте прежней флишевой геосинклинали является отсутствие миоценовых отложений внутри гор и развитие их в предгорных впадинах. Последние начали заполняться коррелятными отложениями.

Наличие в составе космачской (поляницкой) свиты обломочного материала преимущественно из пород менилитовой серии свидетельствует о незначительной глубине эрозионного расчленения. Поднявшиеся Карпаты, по крайней мере в их северо-западной краевой части, представляли низкогорье.

Смещенный комплекс отложений, увеличение в составе воротыщенской серии обломочного флишевого материала и развитие мощных толщ экзотических конгломератов (Рунгурская Слобода) свидетельствуют о дальнейшем поднятии и разрушении Карпат и «Добруджинско-Станиславской» гряды в нижнем миоцене. На это же указывает уменьшение мощностей свит и выпадение их из разреза в направлении к предгорьям в Солотвинской впадине.

Зарождавшаяся гидросеть не могла иметь устойчивого характера, хотя она, несомненно, возникла одновременно со становлением гор.

Согласно А. Е. Михайлову (1951), нижнемиоценовый бассейн в Предкарпатье сохранял мелководность, и накопление осадков происходило в компенсированном прогибе. Возможно, что временами бассейн распадался на ряд заливов и лагун. В этой связи весьма показательны находки в добрововских песчаниках (Делятин) следов дождевых капель, ряби, волноприбойных знаков, птиц, парнокопытных, небольших хищников (камышевого кота). Эти находки, обнаруженные Г. П. Алферьевым, В. Г. Юрковой, Н. Л. Лугининым, О. С. Вяловым, дают возможность восстановить палеогеографическую обстановку добрововского времени (Вялов и Флеров, 1952).

Как отмечает Г. И. Раскатов (1957), нижнемиоценовый рельеф во Внешней зоне Карпат не сохранился, так как был нарушен в последующую фазу формирования чешуйчатой (скибовой) структуры. Восходящие движения говорят не в пользу возможности возникновения всеобщего нижнемиоценового пенеplена на месте гор.

*Среднемиоценовый этап* характеризовался рядом последовательных поднятий Украинских Карпат, достигших особого размаха в верхнем тортоне. О последнем свидетельствуют: большая мощность коррелятных отложений в Предкарпатском прогибе (свыше 3500 м) и Солотвинской впадине (свыше 7300 м)\*; особое развитие грубообломочных фаций (конгломератов) в верхнетортонских отложениях Солотвинской впа-

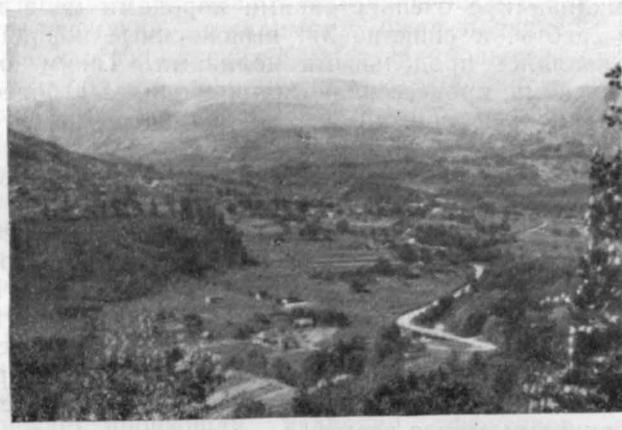


Рис. 93. Долина р. Пистынки в Покутских Карпатах. Фото И. Д. Гофштейна

дины и пистынских конгломератов в Предкарпатском прогибе; резкое сокращение мощностей свит и выпадение ряда свит в направлении к северо-востоку Солотвинской впадины; наличие смещенного комплекса среднемиоценовых отложений в преобладающей части Предкарпатского прогиба, явившегося результатом последовательного отступления морского бассейна в область платформы. Ввиду большой мобильности Карпат для среднемиоценового времени исключается возможность длительной, стабильной фазы пенеplенизации и устойчивого базиса эрозии. Следовательно, нет оснований говорить о возникновении среднемиоценового регионального пенеplена на месте гор.

Фациальные различия коррелятных отложений указывают на неравномерное воздымание Карпат. Наибольшие поднятия фиксируются для бассейна Тересвы и Пистынки (рис. 93). В целом воздымание внутренней части гор, по-видимому, происходило более интенсивно вдоль линий возникавших закарпатских разломов. Эрозионное расчленение гор возросло, а мягкие флишевые толщи подвергались сильному разрушению. Можно допустить существование верхнетортонской пра-Пистынки, создавшей в Косовском районе большую дельту (пистынские конгломераты). Несомненно и то, что выполинение Предкарпатского и Закарпатского прогибов происходило в результате деятельности попе-

\* В современном представлении эта цифра, заимствованная у И. Б. Плешакова, значительно преувеличена и вряд ли превышает 1500—2000 м. — *Прим. ред.*

речных (а отнюдь не продольных) рек, стекавших с воздымавшегося орогена.

Г. И. Раскатов также допускает, что наиболее интенсивной областью поднятий, по-видимому, был район Полонинских гор, где располагался миоценовый водораздел северо-восточного и юго-западного речных бассейнов.

На границе нижнего и верхнего тортона совершилась, по-видимому, главная фаза формирования чешуйчатых надвигов Скибовой зоны Карпат. В этой связи представляет интерес опыт палеогеографической реконструкции процесса образования чешуйчатых надвигов Ю. М. Пушаровского (1951). Согласно его концепции, на развитие надвигов оказала влияние не только литология флиша, но и характер древнего рельефа. Антиклинали с очень стойкими породами мела и палеогена представляли хребты, а синклинали, выполненные породами менилитовой серии, являлись продольными долинами. Таким образом, по Ю. М. Пушаровскому, процесс надвигания сводился к более или менее пологому перемещению горных масс в долины. При этом процесс скольжения протекал легко и плавно.

В течение сармата констатируется значительное смещение мелководного бассейна к востоку и северо-востоку. В среднем и верхнем сармате Предкарпатье превращается в область сноса. Все это подтверждает, что опускание в Предкарпатском прогибе на границе нижнего и среднего сармата сменилось поднятием (Михайлов, 1951).

Распространение карпатского галечника в составе балтской свиты свидетельствует о существовании мощной реки (пра-Днестра), собиравшей воды с Карпат, Предкарпатья и Подолии. Одновременно это указывает на дальнейшее поднятие и расчленение Украинских Карпат в средне- и верхнесарматское время.

Поскольку в течение нижнего и среднего миоцена констатируется мобильность Карпат, не благоприятствовавшая пенеппенизации, а в средне- и верхнесарматское время также устанавливается наличие поднятий, наиболее вероятным возрастом полонинского пенепплена\* следует считать нижний сармат. Об ослаблении поднятий в нижнесарматское время свидетельствует более тонкообломочный характер нижнесарматских отложений, а также унаследованность бассейна в Предкарпатье от верхнетортонского.

Возникший на месте гор всеобщий полонинский «пенепплен» отнюдь не представлял «почти равнины». Это было, по-видимому, низкоегорье с наличием холмистых гряд и вершин — останцов, а также широких долин, в которых меандрировали реки.

Согласно Г. И. Раскатову (1957), всеобщая «поверхность денудации», возникшая на месте Карпат, также датируется *верхним миоценом* (сарматом). Однако автор утверждает, что последняя полого наклонена от гребневой линии Полонинских гор на юг и перекрывается «паннонскими лавами Выгорлат-Гутинской гряды».

Н. П. Ермаков (1948б) считал, что к концу миоцена на месте Карпат возник нижнепаннонский «пенепплен», поверхность которого в Закарпатье была законсервирована мощными вулканическими образованиями (в мэотис—понте).

С этими утверждениями согласиться нельзя, так как вулканические образования перекрывают не поверхность полонинского пенепплена, а нижележащую денудационную поверхность, с которой пенепплен образует хорошо выраженный уступ с относительной высотой 400—450 м.

\* Термин «пенепплен» здесь и в дальнейшем изложении следует понимать условно, как равнозначный понятию «поверхность денудации». — *Прим. ред.*

На это указывает также и А. И. Спиридонов (1952), согласно которому Полонинский денудационный уровень располагается на относительных высотах в среднем 900—1100 м, а нижележащий (довулканический) уровень — на относительной высоте 500—650 м.

Перекрываемая эффузивами нижележащая денудационная поверхность, несомненно, возникла позже формирования и поднятия полонинского пенеплена. Не исключена возможность, что уступ от уровня полонинского пенеплена к «довулканическому» уровню местами тектонического происхождения.

В верхнем миоцене, по мнению Г. И. Раскатова, одновременно с поперечными долинами закладывается и система продольного стока внутри гор.

Дифференцированные движения, начавшиеся после возникновения полонинского пенеплена, по-видимому, были подчинены общей структурной зональности Украинских Карпат. Наибольшее поднятие испытывала, очевидно, область современного юго-западного склона Украинских Карпат, так как в районах Полонинского хребта, Свидовца и Черной Горы наблюдается наиболее значительная приподнятость уровня полонинского пенеплена. При этом относительные и абсолютные отметки последнего возрастают с северо-запада на юго-восток.

Менее значительные поднятия были в Скибовой зоне Карпат.

Кросенская зона отставала в своем поднятии, о чем свидетельствует низкоротный облик ее рельефа. Исключение здесь, как и в Скибовой зоне, представляет район Горган, где поднятия достигали большей амплитуды. Поднятия сопровождалось разломами вдоль южного крыла антиклинория и опусканиями в области Закарпатского прогиба. По разломам позже (в верхнем плиоцене, а не в верхнем миоцене, как полагали прежде) произошли излияния эффузивов, образовавшие Выгорлат-Гутинский хребет.

Об амплитуде отрицательных движений, как справедливо отмечает Г. И. Раскатов, свидетельствуют мощные толщи сармата и паннона (свыше 1500 м), накапливавшиеся в пределах Чопской впадины.

Наличие в районе Тирасполя в мезотических отложениях мелкого галечника свидетельствует о деятельности пра-Днестра, карпатские притоки которого продолжали расчленять поднявшийся полонинский пенеплен, хотя, по-видимому, с меньшей интенсивностью.

*Плиоценовый этап* характеризовался прерывистыми поднятиями Полонинского пенеплена, эффузивными процессами в Закарпатье и формированием двух денудационных поверхностей на юго-западных склонах Карпат. При этом, как отмечено выше, денудационная поверхность с относительными высотами 500—650 м расположена непосредственно ниже полонинского пенеплена и срезает флишевые толщи, а также миоценовые отложения вплоть до среднесарматских. Она зафиксирована вулканогенными образованиями. Поскольку вулканическую «гутинскую серию» в настоящее время относят к верхнему плиоцену (левантину), возраст рассматриваемой денудационной поверхности нельзя считать верхнесарматским (предмезотическим). По-видимому, интенсивные поднятия полонинского пенеплена позже сменились тектоническим затишьем и денепленизацией юго-западных предгорий Украинских Карпат. Выравнивание продолжалось и в нижнем плиоцене.

В верхнем плиоцене 500—650-метровая денудационная поверхность перекрывается эффузивами, фиксирующими ее верхний возрастной рубеж. Одновременно происходит ее поднятие и расчленение. В период тектонического затишья возникла еще одна денудационная поверхность, которая срезает флишевые и вулканогенные породы и лежит на относительных высотах 150—200 м. Поверхность покрыта преимущественно

элювиальной толщей, в которой, однако, встречаются галечники и глыбы из андезита и флишевого материала. С этим денудационным уровнем связаны остатки высокой (120—180 м) аккумулятивной террасы Тиссы и ее притоков, в том числе и террасы, расположенной на междуречье Боржавы—Тиссы (к северу от г. Виноградова).

В Предкарпатье в течение плиоцена, по-видимому, существовала денудационно-аккумулятивная равнина, но отнюдь не «предкарпатский плиоценовый пенеппен». Довольно неровный коренной цоколь Предкарпатья на большем протяжении погребен под аллювиальными образованиями. Последнее особенно характерно для междуречий Свичи—Лом-

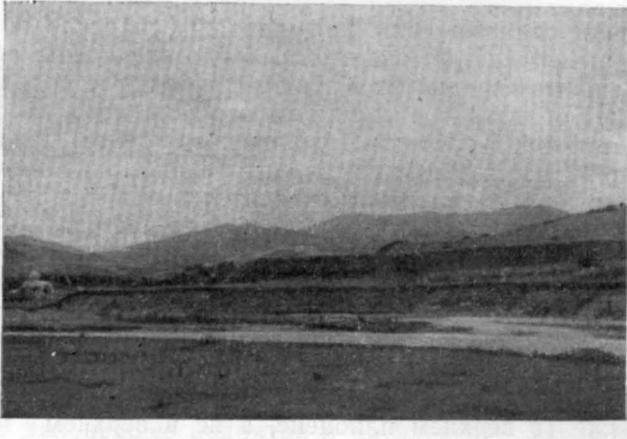


Рис. 94. Низкие террасы горного Днестра. Фото И. Д. Гофштейна

ницы и Ломницы—Быстрицы Надворнянской, где миоценовый цоколь выступает в виде останцов, утонувших в рыхлых образованиях.

В конце верхнего плиоцена происходили новые поднятия частично расчлененного полонинского пенеппена, о чем свидетельствует высокое положение уровней «Горновица» (300 м) и «Кандешти» (150 м) в Румынии, наличие карпатских галечников в левантинских отложениях нижнего Прута и в бассейне Кучургана, а также наличие в хр. Черная Гора глубоких эрозионных врезов, выполненных моренными образованиями и расположенных рядом с реликтовыми висячими долинами.

Различное количество террас и отличия в их строении, залегание аллювия в ряде мест ниже русел рек свидетельствуют о том, что развитие рельефа Предкарпатья происходило в условиях дифференцированных движений (рис. 94).

В Закарпатье продолжались опускания, на что указывает мощная толща плиоценовых (свыше 1000—1200 м) и нижнечетвертичных отложений Венгерской впадины и ее северной окраины — Чоп-Мукачевской низменности.

Во внутренней части гор в плиоцене развивалась крупная Ясиня-Черемошская продольная долина (Н. П. Ермаков). По нашим наблюдениям, она располагалась на уровне VIII террасы и принимала притоки, стекавшие с хр. Черной Горы. На месте «Древнесанской продольной долины», вероятно, была целая система продольных долин, следы которых сохранились в современном рельефе.

Нет оснований утверждать, что существовала единая продольная «Верховинская» долина и Завыгорлатская продольная система.

Нивелирование террасовых уровней Ужа и Латорицы, проведенное еще Г. П. Алферьевым, убеждает в том, что террасы поперечных рек и субсеквентных притоков взаимосвязаны. Возникновение Завыгорлатской ложбины, по мнению Г. П. Алферьева, следует объяснить деятельностью обычных субсеквентных притоков, воспользовавшихся более податливыми породами в зоне между флишевым Полонинским хребтом и вулканическими образованиями, покрывавшими вначале пологий склон гор. По его же мнению, «Верховинская продольная долина» (рис. 95) возникла также вследствие деятельности субсеквентных притоков в зоне податливых пород, между песчаниками кросненской серии,

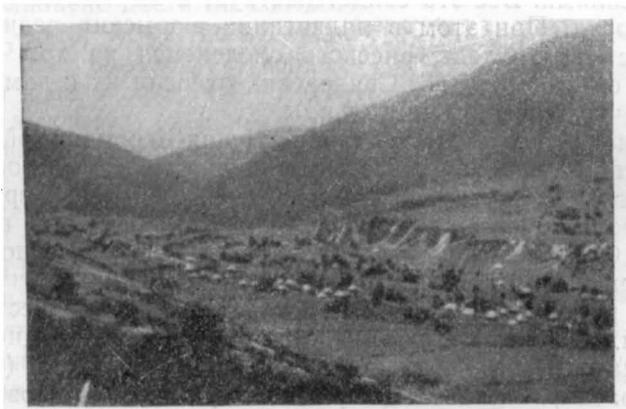


Рис. 95. Древняя продольная долина в районе с. Синевир (ныне долина р. Теребля). Фото И. Д. Гофштейна

слагающими Водораздельный хребет, и лютскими песчаниками Полонинского хребта.

В современном рельефе не обнаруживается реликтов «Белотисенской древней долины», якобы впадавшей в Верхнетисенское озеро. Террасовые уровни (в том числе и наиболее древние) современной р. Белой Тиссы оказываются взаимосвязанными с террасами поперечного отрезка Тиссы, пересекающего Раховский массив. Следовательно, долина Белой Тиссы не древнее поперечной долины южнее Рахова и развивалась как обычный субсеквентный приток на контакте кристаллических пород Раховского массива с флишевыми толщами Черной Горы.

В поперечных долинах Внешних Карпат установлено до восьми террасовых ступеней. При этом VIII (плиоценовый) террасовый уровень сохранился плохо, но все же прослеживается в переломах верхней части склонов.

Долина предгорного Прута, как и Днестра, формировалась еще в условиях отступавшего сарматского бассейна. Предположение Чижевского о прежнем северо-восточном направлении Прута и впадении его в Днестр не подтверждается полевыми наблюдениями. До образования Станиславской котловины в пределах Северного Покутья, вероятно, протекали пра-Быстрицы, впадавшие слева в Прут, Черный Черемош, несомненно, был верховьем современного Серета.

Плейстоценовый этап характеризовался новыми поднятиями и расчленением полонинского пенеплена. При этом поднятия совпали с оледенением наиболее высоких частей гор (Свидовец, Черная Гора, Раховский массив, возможно Горганы).

Моренные и флювиогляциальные отложения Черной Горы описал Б. Свидерский (1935а, в, 1936, 1938а, в). Он допускал предположение о возможности двухкратного оледенения, синхронного краковскому (миндельскому) и варшавскому I (рисскому). Климатическая депрессия, установленная Г. Козий пылевым анализом черногорских торфяников, относилась Б. Свидерским ко времени варшавскому II (вюрмскому), когда, по его мнению, на хр. Черная Гора ледников не было.

Полевыми наблюдениями автора установлено, что указанная Б. Свидерским моренная аккумуляция на Черной Горе связана с IV и III вюрмскими террасами Прута. Морены разделены флювиогляциальными отложениями. Все это свидетельствует о вюрмском возрасте Черногорских морен. При этом в надвигании вюрмских ледников фиксируется две стадии. Следы рисского оледенения на хр. Черная Гора сохранились очень плохо (Б. Свидерский относил их к доминдельскому оледенению, что весьма сомнительно).

Исследования соотношений террас Ясиня-Черемошской продольной долины, Прута, Черемоша и Тисы показали, что в плейстоцене произошел перехват на уровне VI ступени продольной реки. Перехват совершился при формировании уступа от VI к V террасе, т. е. в рисс-вюрмское время. Следовательно, только в вюрм I воды черногорских рек получили сток в Прут, Черемош и Черную Тису.

Долины рек Предкарпатья имеют различное количество террасовых ступеней. Мощность галечников по направлению к Днестру уменьшается и значительно увеличивается толща суглинков (особенно на верхних террасах). Местами (Верхнеднестровская котловина, долина Ломницы) подошва аллювия залегает ниже современного русла рек. На Быстрицком междуречье наблюдается 7 террасовых уровней, на междуречье Ломницы—Свичи—5, на Свича-Стрыйском междуречье—4, на Стрыйско-Тысменницком—5 террас. В пределах Надворнянско-Делятинского Предкарпатья («уровень Лоевой» Г. Тейсейр) устанавливается 6 ступеней, а в предкарпатской долине Прута некоторые исследователи указывают 9 террас. Все это свидетельствует о дифференцированном характере движений в Предкарпатье. Различные части предгорий были вовлечены в поднятия неодновременно. Наиболее значительные опускания происходили в полосе, прилегающей к Днестру; здесь, возможно, создавались озеровидные проточные бассейны.

На Санско-Днестровском водоразделе установлено продвижение рисского ледника, имевшего две фазы: крукеницкую и самборскую. Последнее зафиксировано двумя ярусами моренного материала, разделенного флювиогляциальными отложениями (Пшепюрский, 1938).

В плейстоцене происходит перехват верхнего Черемоша пра-Рыбницей, вследствие чего он стал притоком Прута.

Согласно Г. И. Раскатову, опускания в области Санско-Висленской низменности сопровождалось перехватом Вислой у Перемышля пра-Сана и его притоков.

В пределах Закарпатской низменности происходили опускания, о чем свидетельствует 140—180-метровая толща четвертичных осадков. В конце плейстоцена здесь произошли небольшие поднятия.

*Послеледниковый (современный) этап.* Повсеместное углубление русел рек, обрывистые склоны в нижней части долин, местные деформации продольного профиля II террасы свидетельствуют о продолжающемся всеобщем поднятии Карпат.

Эрозионно-аккумулятивная работа рек и временных горных потоков, плоскостной смыв, оползни, обвалы, осыпи, а также физическое

выветривание в наиболее возвышенных частях гор — главные внешние факторы и явления в развитии современного рельефа (рис. 96).

Таким образом, после возникновения полонинского пенеплена (нижний сармат) Украинские Карпаты испытали ряд прерывистых поднятий\*.

Сопоставляя относительные высоты современного уровня полонинского пенеплена (900—1100 м), а также довулканического нижнеплиоценового (500—650 м) и верхнеплиоценового денудационного уровня (150—200 м), можно заключить, что амплитуда верхнемиоценовых—нижнеплиоценовых поднятий составляет около 400—450 м. Поднятия в верхнем плиоцене достигли соответственно 350—450 м. Относительное превышение (над руслом рек) верхнеплиоценовой поверхности (150—200 м) определяет амплитуду верхнеплиоценовых — четвертичных поднятий.

Средние превышения уровней четвертичных террас карпатских рек, согласно Г. П. Алферьеву, составляют: 0,5—0,7 м, 1,5—2 м, 5—6 м, 15—20 м, 30—46 м, 50—60 м, 80—100 м. Последнее свидетельствует о неравномерных скачкообразных движениях в Карпатах в течение четвертичного времени.

В верховьях горной Тисы наблюдаются значительные отклонения от упомянутых средних превышений. Здесь поднятия имели большую амплитуду.



Рис. 96. Формы выветривания песчаников и гравелитов на горе Полонина Руна. Фото И. Д. Гофштейна

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ДЕЛЕНИЕ УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Исследователи досоветского периода увлекались принципом поперечного расчленения Карпат. Так, например, М. Орлич (1938) выделял на своей схеме «Западные Бещады» (к северо-западу от рр. Стрый и Мизунка), «Западные Горганы» (междуречье Мизунки—Быстрицы Надворнянской), «Восточные Горганы» (междуречье Быстрицы—Прут) и «Карпаты Покутско-Мармарошские». Последние М. Орлич разделял на «горы Покутские», «Черногору», «горы Гринявские» (междуречье Черного и Белого Черемоша) и «горы Чивчинские».

П. Биланюком (1939) водораздельная область была расчленена на «Средний Бескид» (к северо-западу от Ужожского перевала), «Высокий Бескид» (от перевала Ужожского до верховьев р. Свици) и «Горганы» (до р. Быстрицы). К юго-западу от водораздела выделялись: «Среднекарпатская впадина», «Полонинский Бескид», «Междугорная долина», «Вулканические Карпаты», «Надтисенская низина», к востоку от Черной Тисы—«Черногоры» и примыкающие к ним с юга «Мармарошские горы». Таким образом, в пределах Закарпатья П. Биланюк частично учел продольную зональность гор.

Господствовавший в прошлом принцип поперечного расчленения противоречил продольной структурно-морфологической зональности гор

\* Ввиду разногласий, существующих по вопросу о денудационных уровнях (их количество, высота и возраст), следует считать данный вопрос недостаточно изученным. Необходимо графическое изображение этих уровней. — *Прим. ред.*

и приводил к искусственному включению в поперечные участки различных структурных элементов и геоморфологических ландшафтов.

Для новых схем геоморфологического деления Украинских Карпат общим является признание принципа продольного расчленения в качестве исходного, главного. В. А. Анучин и А. И. Спиридонов (1947) на орографической схеме Закарпатской области изображают «Горганы» (между верховьями Рики и Ясинским перевалом) и «Центральную Карпатскую депрессию»\* (переходящую к юго-востоку в Ясинскую котловину). Главный хребет назван «Полонины». Между ним и «Выгорлат-Гутинским хребтом» обозначена «Внутрикарпатская депрессия», переходящая в юго-восточной части в «Мармарошскую котловину». Юго-

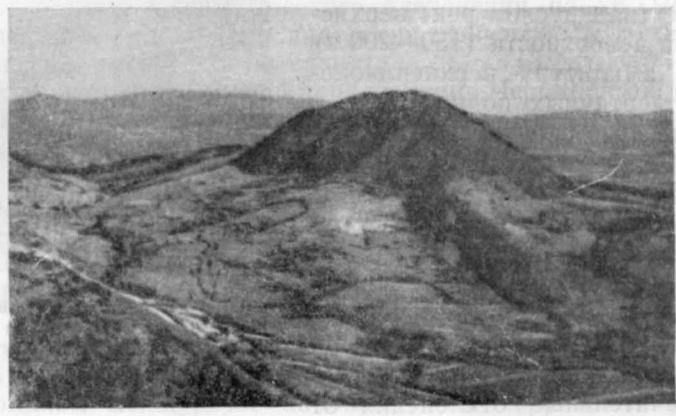


Рис. 97. «Островные горы» или «Клобуки» в Закарпатье (андезитовый останец). Фото М. М. Жукова

восточную часть гор авторы называют «Гуцульскими Альпами». Выделена также полоса предгорий, окаймляющая Выгорлат-Гутинский хребет и «Закарпатскую низменность».

Первую схему геоморфологического деления Украинских Карпат предложил Н. П. Ермаков (19486). На этой схеме представлены все крупные геоморфологические зоны. К положительным формам макро-рельефа отнесены: «хребет Скибовых Карпат» («Скибовые Карпаты»), «Водораздельный хребет Карпат» («Водораздельные Карпаты»), «Полонинский флишевый хребет» («Полонинские Карпаты»), «хребет Вулканических Карпат» («Вулканические Карпаты»), «Черногорский горный узел» («Черногорье») и «Раховский (Мармарошский) кристаллический массив». Среди положительных форм мезорельефа Н. П. Ермаков выделил «утесовые гряды» и «вулканические островные горы» Закарпатья (рис. 97). К числу отрицательных форм макро- и мезорельефа Украинских Карпат отнесены: «Предкарпатский плиоценовый пенеплен», «Древнесанская продольная долина», «Верховинская продольная долина», «Ясиня-Черемошская продольная долина», «Цирок-Боржавская продольная долина»\*\*, «Белотисенская древняя долина», «Притисенская аллювиальная равнина» (Чоп-Мукачевская), «Иршавская древнеозерная котловина», «Верхнетисенская древнеозерная котловина» (Солотвинская котловина).

\* Кросненская тектоническая зона по О. С. Вялову. — *Прим. ред.*

\*\* В настоящем томе для этого геоморфологического элемента принято название Завыгорлатской ложбины. — *Прим. ред.*

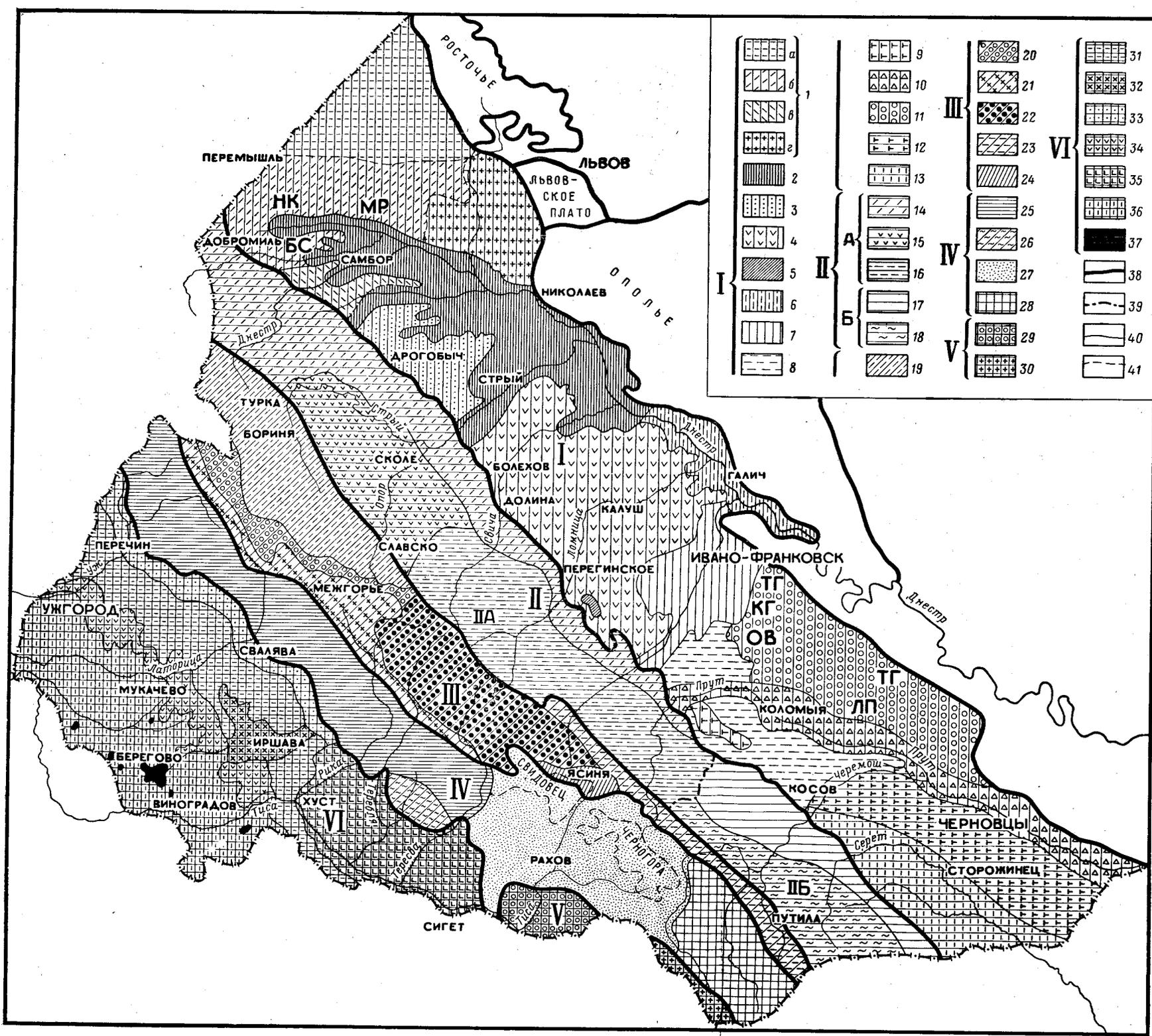


Рис. 98. Схема геоморфологического районирования Украинских Карпат. Составил П. Н. Цысь

**I. Область Предкарпатье.** 1 — Санско-Днестровская моренно-флювиогляциально-аллювиальная равнина [подрайоны: а — Надсанская моренно-зандрово-аллювиальная равнина, б — Хировско-Городская моренно-флювиоаллювиальная увалистая равнина (НК — Нове Мисто-Крукевичский увал, МР — Мостиско-Рудковский увал, БС — Блужеско-Стрыйский увал); в — Самборские флювиогляциально-аллювиальные увалы, г — Вишнянско-Ширецкая флювиогляциально-аллювиальная увалистая равнина]. 2 — Верхне-Днестровская задрово-аллювиальная равнина; 3 — Дрогобычская предгорная скульптурная возвышенность; 4 — аккумулятивные террасовые межуречья и долины Среднего Предкарпатья; 5 — Майданское структурное низкогорье; 6 — Галичско-Букачевская котловина с аккумулятивно-равнинным рельефом; 7 — Станиславская котловина с аккумулятивно-равнинным рельефом; 8 — Южно-Покутская скульптурная возвышенность; 9 — структурное низкогорье Рунгурской Слободы; 10 — Коломыйско-Черновицкая аллювиальная равнина; 11 — Северо-Покутский район с древним грядово-долинным рельефом (ТГ — Тлуцкая-Виноградская древняя долина, ЛП — Левобережно-Припрутская гряда, ОВ — Отныня-Виноградская древняя долина); 12 — Серето-Прутская межуречья возвышенность с эрозионно-останцовым рельефом; 13 — Буковинская предгорная слаборасчлененная равнина. **II. Область внешних Карпат.** А. Подобласть Бескидско-Горганская («Скибовые Карпаты»): 14 — район низкогорного рельефа краевых хребтов и глубоких поперечными долинами. Б. Подобласть Покутско-Буковинских Карпат: 15 — район средневысотных моноклиальных хребтов Сколевских Бескид; 16 — район средневысотных Скибовых Горган с каменными осыпями и глубокими поперечными долинами. Б. Подобласть Покутско-Буковинских Карпат: 17 — район низкогорного рельефа Покутско-Буковинских Карпат; 18 — район среднегорного рельефа Покутско-Буковинских Карпат. **III. Водораздельно-Верховинская область:** 19 — район низкогорного рельефа и продольных долин Воловецкой верховины; 20 — Верховинский среднегорный водораздельный хребет; 21 — район средневысотных хребтов и горных групп Приводораздельных Горган; 22 — район средневысотных хребтов и горных групп Приводораздельных Горган; 23 — Ворухта-Путилоское древнетеррасовое низкогорье; 24 — Ясинская котловина. **IV. Полонинско-Черногорская область:** 25 — район средневысотного нагорного рельефа Полонинского хребта; 26 — район утесовых гряд; 27 — район альпийского и среднегорного рельефа горных групп Свидовца и Черной Горы; 28 — район среднегорного рельефа горных групп Гринявской и Лосовой. **V. Северная окраина мармарошской области:** 29 — район альпийского рельефа Раховского кристаллического массива; 30 — район альпийского рельефа Чивчин. **VI. Область вулканических Карпат, межгорных котловин и Закарпатской равнины:** 31 — район вулканических горных групп Выгорлат-Гутинского хребта; 32 — Иршавская котловина; 33 — Завыгорлатская межгорная ложбина; 34 — аккумулятивные фронтальные террасы Закарпатья; 35 — район низкогорного и террасового рельефа Солотвинской котловины; 36 — район Чоп-Мукачевской аллювиальной равнины; 37 — островные вулканические горы; 38 — границы геоморфологических областей; 39 — границы геоморфологических подобластей; 40 — границы геоморфологических районов; 41 — границы геоморфологических подрайонов и топографических элементов (межуречья, гряд, долин, горных групп)

Схема эта, как мы видим, более детально разработана для Закарпатья.

Главным генетическим моментом расчленения гор, как указывает Н. П. Ермаков, явилась специфика развития долинных систем, а именно — первоначальное господство продольных рек. Последние расчленили горы соответственно с карпатским (северо-запад—юго-восток) простираемым литологически разнородных формаций: возник ряд параллельных друг другу хребтов, разделенных продольными (субсеквентными) долинами.

На «схеме геоморфологического районирования Украинских Карпат» Г. И. Раскатов (1957) выделяет: 1) Предкарпатскую флювиогляциально-аллювиальную равнину, 2) район структурно-денудационного рельефа Внешних Карпат, 3) район структурно-денудационного рельефа Внутренних Карпат» (с подрайонами: Полонинских гор, Горган, Центральной системы плиоценовых котловин и продольных долин, Мармарошского горного массива), 4) внутреннюю систему плиоценовых аллювиальных котловин и продольных долин (между Полонинскими и вулканическими горами), 5) район эрозионного рельефа вулканических гор и 6) Закарпатскую аллювиальную низменность с эрозионными останцами вулканических холмов. На схеме отражена продольная структурно-морфологическая зональность Украинских Карпат.

В. Г. Бондарчук (1957, 1959) в пределах Украинских Карпат выделяет области: 1) Предкарпатье, 2) Карпаты [с подобластями: а) Горгано-Покутские, или Скибовые Карпаты, б) Горгано-Полонинское, или Центрально-Карпатское низкогорье, в) Черногорско-Полонинские Карпаты, г) Чивчинско-Раховский кристаллический горный массив, д) Полонинско-Великодольское междугорье, е) Вулканические Карпаты], 3) область Закарпатской низменности. В границах областей и подобластей выделен 31 геоморфологический район.

П. Н. Цысь (19516, 1956) были также предложены схемы геоморфологического районирования Украинских Карпат. Исходным фактором районирования на прилагаемой схеме (рис. 98) признается продольная структурно-морфологическая зональность гор. Каждой крупной структурной единице на схеме соответствует геоморфологическая область. Таких областей (морфоструктур) выделено шесть:

I. Область Предкарпатья (развитая в пределах Предкарпатского краевого прогиба).

II. Область Внешних Карпат (Скибовая зона); подразделяется на две подобласти: Бескидско-Горганскую («Скибовые Карпаты») \* и Покутско-Буковинскую.

III. Водораздельно-верховинская область (в основном соответствует Кросненской и Дуклянской зонам).

IV. Полонинско-Черногорская область (Дусинско-Черногорская, Раховская и Магурская зоны).

V. Северная окраина Мармарошской области (соответствует Мармарошской зоне).

VI. Область Вулканических Карпат, межгорных котловин и Закарпатской равнины, соответствует вулканической Выгорлат-Гутинской зоне, Солотвинской и Чопской впадинам, которые вместе образуют Закарпатский прогиб.

\* В современном представлении эта подобласть расчленяется на две самостоятельные: Бескидскую и Горганскую. К этому побуждают особые черты геоморфологии и различная история тектонического развития. — *Прим. ред.*

В пределах продольных морфологических зон (областей) выделены отдельные геоморфологические районы, расчленяющие зоны в поперечном направлении. Районы обладают морфологической спецификой, а в ряде случаев соответствуют структурам меньшего порядка.

### ОБЛАСТЬ ПРЕДКАРПАТЬЯ

По характеру рельефа и высот область в целом соответствует зоне прогиба. Здесь располагается Предкарпатская возвышенность с абсолютными отметками порядка 300—400 м, а ближе к горам и до 500 м.

Для Предкарпатья характерно чередование мысообразно вытянутых к Днестру междуречных возвышенностей, широких долин и котловин. В юго-восточной части орографические элементы приобретают юго-восточное направление. Полоса типичного предгорья выражена слабо, так как внешний край Карпат почти на всем протяжении образует уступ.

В течение неогена в Предкарпатском краевом прогибе констатируется последовательное смещение морского бассейна к северо-востоку (Муратов, 1949). На границе нижнего и среднего сармата длительное опускание сменилось поднятием (Михайлов, 1951) \*, вследствие которого Предкарпатья в дальнейшем полностью превращается в область сноса и накопления осадков.

Денудационная поверхность срезает смещенный комплекс неогена. Этот уровень (названный Г. Тейссейр «уровнем Лоевой») начал формироваться в посленижнесарматское время\*\*. В средней части Предкарпатья, ближе к горам, денудация началась еще раньше. В Буковинском Предкарпattie континентальный режим устанавливается за отступающим среднесарматским бассейном.

Сарматский пра-Днестр, выносивший карпатский галечник в балтскую дельту, собирал воды со склонов Карпат с помощью поперечных рек. В юго-восточной части предгорий главной артерией был Прут, принимавший, по-видимому, два крупных притока (пра-Быстрицы), протекавших на современном Пруто-Днестровском междуречье.

Вследствие дифференцированных верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых движений происходит перестройка гидросети Предкарпатья. Воздымание Подолии затрудняло сток Днестра и его карпатских притоков, что усиливало аккумуляцию в Предкарпattie. Станиславская котловина могла образоваться после врезания Днестра в Подольскую плиту, иначе Днестр повернул бы в эту впадину. Возникновение ее произошло, вероятно всего, на границе плиоцена и плейстоцена, вследствие чего обе Быстрицы приобрели современное направление.

Северо-западная часть Предкарпатья в плейстоцене подверглась непосредственному воздействию материкового оледенения. Из-за дифференцированных движений и эрозионно-аккумулятивной деятельности рек Предкарпатская плиоценовая денудационно-аккумулятивная равнина потеряла первичные черты.

\* Уход морских вод верхнесарматского времени из районов Предкарпатья может быть объяснен и иначе. В этом случае следует учесть события, имевшие место в области акватория Черного моря. Как раз к этому времени, по современным данным (А. Я. Дубинин и др.), относится образование впадины Черного моря, с погружением дна акватория на тысячу с лишним метров. Возможно, что именно этим следует объяснить уход морских вод верхнесарматского бассейна с мелкоморья Предкарпатья, а не тектоническими поднятиями в среднем течении рек бассейна р. Днестра. — *Прим. ред.*

\*\* Согласно новейшим данным (Гофштейн, 19626), возраст уровня Лоева ложе — начало плейстоцена. Он соответствует VI террасе р. Днестра. Выше расположены фрагменты «уровня Красной», аналогичного VII террасе (верхнеплиоценовой). — *Прим. ред.*

Констатируется определенная зависимость орогидрографии и геоморфологии Предкарпатья от особенностей его тектонического строения (Геренчук, 1956а). Так, например, долина верхнего Днестра на отрезке от Николаева до Нижнева заложилась на литолого-тектоническом стыке Подолии и Предкарпатья. Левый, подольский, берег ее высокий, правый, прикарпатский — низменный.

Продольно ориентированные возвышенности и долины рек в юго-восточной части Предкарпатья несомненно связаны с карпатским прогибанием структурных элементов на стыке Подольской плиты и прогиба. Преобладающее поперечное расчленение средней части Предкарпатья также обусловлено новейшими движениями.

Различные в типах рельефа позволяет выделить в пределах Предкарпатья следующие геоморфологические районы и подрайоны:

- 1) Санско-Днестровская моренно-флювиогляциально-аллювиальная равнина, охватывающая несколько подрайонов;
- 2) Верхнеднестровская задрово-аллювиальная равнина;
- 3) Дрогобычская предгорная скульптурная возвышенность;
- 4) Аккумулятивные террасовые междуречья и долины Среднего Предкарпатья;
- 5) Майданское структурное низкогорье;
- 6) Галичско-Букачевская котловина с аккумулятивно-равнинным рельефом;
- 7) Станиславская котловина с аккумулятивным равнинным рельефом;
- 8) Южно-Покутская скульптурная возвышенность;
- 9) структурное низкогорье Рунгурской Слободы;
- 10) Коломыйско-Черновицкая аллювиальная равнина;
- 11) Северо-Покутский район с древним грядово-долинным рельефом;
- 12) Серето-Прутская междуречная возвышенность с эрозионно-останцевым рельефом;
- 13) Буковинская предгорная слаборасчлененная возвышенность.

### **ОБЛАСТЬ ВНЕШНИХ КАРПАТ (СКИБОВАЯ ЗОНА)**

Этой зоне соответствует широкая полоса поднятий — область Внешних Карпат или Бескидо-Горгано-Буковинских гор.

Воздымание Скибовой зоны и зарождение здесь горного рельефа относится к концу олигоцена — началу нижнего миоцена. В верхнем олигоцене невысокое поднятие разделяло фации по внешнему и внутреннему бортам антиклинория (кросненская серия и космачская свита). В нижнем миоцене во Внешних Карпатах, как и во всей горной стране, образуется область сноса. Поднимавшиеся Внешние Карпаты вначале, по-видимому, не представляли собой высоких гор, а их структура обладала пологими складками, подвергавшимися внешним разрушительным факторам.

В среднемиоценовое время структура Скибовой зоны продолжает усложняться. Воздымание и разрушение гор усиливается. В связи с этим происходит отступление морского бассейна прогиба в область платформы. Хребты Внешних Карпат теряют первичный тектонический характер. Пологие складки получают наклон в северном направлении, разрыв в северных крыльях и надвиговое перемещение в том же направлении, с образованием чешуй или скиб. Их гребни, вероятно, были сложены более устойчивыми к денудации породами мелового и палеогенового флиша (стрыйская свита, ямненские песчаники, эоценовые толщи). Менилитовые отложения сохранились в синклиналиях.

В процессе формирования чешуйчатых надвигов (протекавшем в течение длительного времени) разрушенные антиклинальные складки надвигались друг на друга с юго-запада на северо-восток. При этом, как полагает Ю. М. Пушаровский (1951), пластичные глинистые массы менилитовой серии легко выжимались. Только этим можно объяснить «почти повсеместное наблюдаемое надвигание мелового флиша на менилитовую серию». С тортонским временем связывают главную фазу формирования чешуйчатых надвигов (скиб).

В период относительного тектонического затишья на месте Внешних Карпат, как и всех гор, возник своеобразный низкогорный полонинский пенепплен с выработанной долинной сетью (по нашему мнению, в нижнесарматское время).

Во время верхнемиоценовых поднятий полонинского пенепплена поперечные реки, унаследовав гидросеть последнего, начали углубляться, а их русла — врезываться в древний рельеф. Субсеквентные (продольные) притоки, приспособившись к зонам более мягкого флиша, препарировали хребты.

Надо полагать, что завершающая сарматская фаза надвигов не могла существенно изменить (разрушить) поверхность полонинского пенепплена. Однако с этой затухающей фазой связано поднятие пенепплена и образование уступа к Предкарпатыю.

Дальнейшие прерывистые поднятия в плиоцене и четвертичное время еще сильнее отразились на глубинной эрозии. В поперечных долинах Внешних Карпат возникла серия террасовых уровней, долины приобрели эпигенетический облик, а субсеквентные притоки отпрепарировали асимметричные гребни.

Совершенно справедливо отмечает Н. П. Ермаков (1948б), что в рельефе «Скибовых Карпат» обнаруживается теснейшая связь положительных и отрицательных элементов с геолого-тектоническим строением. Гребни хребтов и вершин обычно состоят из более устойчивых песчаников мелового и палеогенового флиша (особенно ямненских и стрыйских), в то время как продольные долины приурочены к полосам более мягких пород эоцена и олигоцена или распространяются вдоль более мягких пород мелкоритмичного мелового флиша. Выходы массивных ямненских песчаников и песчаников стрыйской свиты образуют на склонах долин эффектные обнажения, а в руслах рек — пороги и небольшие водопады.

Орографическое направление горных цепей соответствует северо-западному простиранию чешуй. Наиболее выдерживается это простирание хребтов в северо-западной части области. Однако на отрезке Мизунка — Быстрица Надворнянская хребты приобретают извилистые очертания, образуя боковые отроги.

Среднегорные и низкогорные цепи Внешних Карпат редко связаны с одной чешуей (скибой). Обычно их гребневые линии распространяются на две соседние чешуи.

Главный гребень Внешних Карпат — цепь Парашки — почти на всем протяжении связан с одноименной чешуей и фиксируется с северо-запада на юго-восток следующими элементами: горы — Свинна, Кобыла, Малевинка, Широкий Верх, Парашки, Залемянки, Буковинец, Хом, хр. Аршицы (Пустошак, Горган-Илемски, Нередов), Высокая (1808 м), Сывуля Великая (1836 м), Сывуля Малая (1818 м), Добошанка, Синяк, Хомяк, Ротыло, Била Кобыла, Сена, Осередок, Лунгул.

К юго-западу от главной цепи прослеживается гребневая линия, связанная на большом протяжении с чешуей Зелемянки и Мальманстальской. Эта Зелемянская цепь с северо-запада на юго-восток фиксируется следующими вершинами и горами: Оровы (1760 м), Буковская,

Липовалы, Видноха, Креминка, Киндрат, Магура, Должка, Яйко Илемское (1685 м), Грофа (1752 м). Выделенную Н. П. Ермаковым (19486) Розтожскую цепь удобнее именовать Ружанской по названию структуры, слагающей ее юго-восточную часть. При этом следует ограничивать простираение цепи отрезком Магура Ломнянская — хр. Розтоки.

К северо-востоку от цепи Парашки можно проследить несколько гребневых линий, приуроченных к Оровской и Скольской чешуям.

Юго-западное падение свит флиша обусловило характерную асимметрию цепей Скибовых Карпат: северо-восточные склоны их обычно крутые, юго-западные — пологие.

Долины рек Стривигора, верхнего Днестра, Стрия, Опора, Свичи, Ломницы, Быстриц Солотвинской и Надворнянской, Прута, Черемоша, попереk пересекающие хребты Внешних Карпат, обладают террасами, особенно хорошо выраженными в котловинообразных расширениях (Верхне Синевидное, Выгода, Яремча, Делятин). В долинах прослеживается до восьми террасовых уровней, что наряду с эпигенетическим обликом долин свидетельствует об их древнем возрасте\*.

Различия в тектонике отдельных частей Скибовой зоны находят отражение в орографии и морфологии горных районов.

Так, например, «системе береговых чешуй» (по Ю. М. Пушаровскому, 1951) соответствует низкогорный рельеф (1600—1800 м), окаймляющий северо-восточный край «Скибовых Карпат». Меловой флиш вследствие его погружения на глубину, развит слабо, распространены преимущественно палеогеновые отложения (попельская свита, менилитовая серия, космачская свита). Полоса краевого низкогорья приурочена к Береговой и частично Оровской чешуям (скибам).

К северо-западу от долины р. Стрия низкогорье распространяется на всю Внешнюю зону. Последняя приобретает здесь веерообразное строение («Самборское сужение» по Ю. М. Пушаровскому). В ядрах сильно сжатых и крутых складок выступает нижне- и верхнемеловой флиш. Закономерное юго-восточное простираение складок, а следовательно, и литологических зон содействовало решетчатому расчленению.

Наиболее типично выражена связь асимметричности хребтов с простираем чешуй и моноклиальным падением свит флиша в пределах средневисотных Скольских Бескид (1100—1200 м), расположенных между долинами рек Стрия и Мизунки.

Более усложняется простираение чешуй в средней, наиболее возвышенной части Внешних Карпат, известной под названием Горган. Последние характеризуются острыми, каменистыми гребнями и вершинами, распространением каменных россыпей и осыпей, глубокими поперечными долинами и слабым развитием продольных, субсеквентных долин.

Структурно-морфологическими особенностями отличается также юго-восточная (Покутско-Буковинская) часть Внешних Карпат. Структура Покутских Карпат рассматривается обычно в составе Предкарпатского краевого прогиба (Вялов, 1949, 19536; Богданов, 1949). Ю. М. Пушаровский (1951) относит «складки Покутских Карпат» к «полосе смыкания Внешней антиклинальной зоны Карпат и краевого прогиба». В геоморфологическом отношении структура Покутско-Буковинских Карпат соответствует низкогорным и среднегорным хребтам, образуя-

\* Очень показательно замечание автора о том, что в долинах рек верхнего Днестра, Стрия, Опора, Ломницы, Быстриц Солотвинской и Надворнянской прослеживается до 8 террасовых уровней, что говорит о их древнем, т. е. плиоценовом возрасте. Это свидетельствует о плиоценовом расчленении северного склона Карпат и о невероятности образования здесь «пенеплена» во время плиоцена и антропогена. — *Прим. ред.*

щим своеобразную подобласть Внешних Карпат. Относительно правильные антиклинальные складки северо-западного — юго-восточного простирания содержат в размытых ядрах песчаники стрыйской и ямненской свит, с которыми связаны гребневые линии низкогорных хребтов. Отрицательные элементы (субсеквентные долины) преимущественно приурочены к манявской свите. Внутренняя (среднегорная) часть Покутско-Буковинских Карпат приурочена к суженной здесь полосе чешуй, где хребты приобретают асимметричный характер.

Учитывая структурно-морфологические различия, область Внешних Карпат можно подразделить на две подобласти, в пределах которых выделяются геоморфологические районы:

А. Подобласть Бескидско-Горганская\* («Скибовые Карпаты») включает районы\*\*:

14) низкогорного рельефа краевых хребтов и Верхне-Днестровских Бескид;

15) средневысотных моноклиальных хребтов Скольских Бескид;

16) средневысотных Скибовых Горган с каменными осыпями и глупыми поперечными долинами.

Б. Подобласть Покутско-Буковинских Карпат объединяет районы:

17) низкогорного рельефа Покутско-Буковинских Карпат;

18) среднегорного рельефа Покутско-Буковинских Карпат.

### ВОДОРАЗДЕЛЬНО-ВЕРХОВИНСКАЯ ОБЛАСТЬ

В основном распространяется на Кросненскую и Ужок-Дуклянскую зоны. Юго-восточная часть геоморфологической области, однако, соответствует Скибовой зоне, выделяемой на тектонической схеме О. С. Вялова. Общее поднятие в начале нижнего миоцена вместе с антиклинальными зонами захватило и разделявший их синклинальный прогиб.

В пределах зоны преобладает низкогорный рельеф с абсолютными высотами 600—700 м. Общее понижение гор связано с наличием крупного синклинария и распространением менее устойчивых пород палеогенового флиша (менилитовая и кросненская серии). Только в верховьях Рики, Тербли и Тересвы, где, согласно А. А. Богданову (1949), расположен участок «поднятого складчатого основания Центральной синклинальной зоны», высоты достигают 1600—1700 м. В ядрах антиклинальных складок местами обнажается верхнемеловой флиш.

Извилистая линия современного водораздела Карпат прослеживается не только в пределах Кросненской зоны. В юго-восточной части она распространяется частично на Скибовую, а также на Дуклянскую и Черногорскую зоны. В северо-западной части водораздельный хребет представляет собой более четко выраженный орографический элемент в виде среднегорного хребта.

Существовавшие в прошлом крупные продольные долины (Ясиня-Черемошская) и система субсеквентных долин Древнесанского бассейна вследствие перехватов преобразованы в низкогорье. Для последних характерны относительные высоты в среднем 200—500 м, мягкие очертания холмов и гряд. В юго-восточной части области низкогорный рельеф возник вследствие расчленения днища древней Ясиня-Черемошской долины, соответствующей уровню VI террасы. Верховья Черной Тисы, Прута, Черного и Белого Черемошей в настоящее время пере-

\* Как было отмечено выше, районы Бескид и Горган правильнее рассматривать как самостоятельные подзоны. — *Прим. ред.*

\*\* Нумерация геоморфологических районов здесь и далее является продолжением — см. стр. 455).

секают расчлененное днище древней долины и имеют пять террас. Плосковершинные увалы и холмы обнаруживают равновысотный уровень, фиксирующий остатки дна продольной долины.

Вследствие перехвата верховьев Ясиня-Черемошской долины верховьями Черной Тисы возникла Ясинская котловина.

Своеобразна средняя часть Водораздельно-Верховинской области. Притоки Тисы — Рика, Тербля, Тересва своими верховьями отодвинули далеко к северо-востоку Карпатский водораздел и образовали на южном склоне крупные отроги и горные группы (Негровец, Канч и др.). Амплитуды вертикального расчленения достигают 700—1000 м. Абсолютные высоты местами превышают 1700 м. Подобно скибовым Горганам, здесь наблюдаются глубокие поперечные долины, острые формы гребней и вершин, каменные осыпи.

Учитывая различия в типах рельефа, в пределах Водораздельно-Верховинской области можно выделить следующие районы:

- 19) низкогорного рельефа Стрыйско-Санской верховины;
- 20) верховинский среднегорный водораздельный хребет;
- 21) низкогорного рельефа и продольных долин Воловецкой верховины;
- 22) средневысотных хребтов и горных групп Приводораздельных Горган;
- 23) Ворохта-Путиловское древнетеррасовое низкогорье;
- 24) Ясинская котловина.

### **ПОЛОНИНСКО-ЧЕРНОГОРСКАЯ ОБЛАСТЬ**

Представляет наиболее возвышенную часть Украинских Карпат. В ее состав входят Полонинский хребет, Свидовец, Черная Гора, Гринявские горы, горы Лосовой и Утесовые гряды \* Закарпатья. Горные районы, связанные с внутренним кристаллическим ядром зоны (Раховский массив, Чивчины), рассматриваются отдельно.

Устойчивые воздымания зоны наметились еще в среднеолигоценое время. С нижнего миоцена эта зона, как и все Украинские Карпаты, превращается в область сноса. Восходящие движения достигли особого размаха в верхнем тортоне. Полонинский пенеплен, реликты которого особенно хорошо сохранились в этой области, возник до вулканических излияний и до формирования предгорного денудационного уровня, зафиксированного вулканогенными толщами.

Абсолютные высоты возрастают в направлении к юго-востоку и достигают наибольших отметок в Черной Горе.

Наиболее крупным элементом области является Полонинский хребет, который отличается асимметрией поперечного профиля, распространением выравненных поверхностей (полонин), глубокими поперечными долинами. Последние разделяют хребет на горные группы и массивы: Полонина Руна, Полонина Боржава, Полонина Красна. В верховьях рек можно наблюдать циркообразные углубления, где, возможно, создавались скопления снега в ледниковую эпоху. Более крутой северо-восточный склон Полонинского хребта отпрепарирован субсеквентными долинами в зоне более мягких пород флиша.

К югу от зоны Полонин располагаются утесовые гряды. Южная, более значительная гряда сложена юрскими известняками и меловыми конгломератами. К северу от нее располагается меньшая гряда утесов, в которой юрские известняки образуют резкие, узкие гребни среди мер-

\* Включение «Утесовых гряд» в зону Полонины вряд ли оправдано. Это особая геоморфологическая зона по признакам морфологии и происхождения. — *Прим. ред.*

гелей и песчаников пуховской свиты. Долины, пересекающие гряды, образуют ущелья и типичные теснины.

В пределах Свидовца и Черной Горы сохранились формы, связанные с плейстоценовым оледенением. Ледниковые цирки (крупные кары) наблюдаются в приводораздельной зоне Свидовца. Более разнообразный ледниковый комплекс свойствен хр. Черная Гора. Здесь главный гребень связан с синклиналью и имеет инверсионный рельеф. Поперечные долины северо-восточных склонов хр. Черная Гора обладают невыработанным продольным профилем, что связано с воздействием древних ледников. Верхняя часть долин характеризуется котловообразными расширениями, служившими в прошлом цирками. Наблюдаются также скалистые каровые гребни (Великие и Малые Козлы) и моренная аккумуляция. Моренные отложения представлены обломками и глыбами песчаников, продуктами разрушения конгломератов и песчано-глинистым материалом. Водно-ледниковые образования характеризуются большей окатанностью. В долинах рек сохранились валы боковых, срединных и особенно стадияльных морен последнего вюрмского оледенения. Обнаружены также аккумулятивные образования максимального (рисского) оледенения, однако они сохранились очень плохо. На главном гребне наблюдаются реликтовые всиячие (доледниковые) долины, распространены каменные осыпи и россыпи. К северо-востоку приводораздельная зона обрывается крутым уступом к относительно пониженному среднегорью.

Горные группы Гринявская и Лосовой, расположенные в юго-восточной части области, имеют среднегорный рельеф.

Таким образом, структурно-литологические особенности и различия в типах горного рельефа (связанные с воздействием древнего оледенения) позволяют выделить в пределах области ряд районов:

- 25) средневысотного горного рельефа Полонинского хребта;
- 26) утесовых гряд;
- 27) альпийского и среднегорного рельефа горных групп Свидовца и Черной Горы;
- 28) среднегорного рельефа горных групп Гринявской и Лосовой.

### **СЕВЕРНАЯ ОКРАИНА МАРМАРОШСКОЙ ОБЛАСТИ**

Обширный Мармарошский кристаллический массив, располагающийся на территории Румынии, распространяется в пределы Украинских Карпат лишь своей северо-восточной окраиной. Мезозойские образования представляют как бы остатки сплошного чехла, одевавшего кристаллическое ядро и разрушенного длительной денудацией. Массиву соответствует Мармарошская геоморфологическая область, включающая несколько горных групп и хребтов. В пределах Закарпатья к этой области относятся Раховский массив и Чивчины.

Для Раховского массива характерны глубокие долины, крутые склоны, местами отвесные обрывы, значительная амплитуда относительных высот (часто превышающая 1000 м), наличие острых скалистых гребней и вершин. На советско-румынской границе поднимается гнейсовый скалистый пирамидальный «Мармарошский» Поп Иван с остатками ледниковых цирков. Массивной пирамидальной формой обладают также вершины Менчул и Соймаул.

Чивчины также сложены древними кристаллическими породами. Группа состоит из коротких хребтов с массивными вершинами, глубоко расчлененными ущельями. На юго-западном склоне Чивчин лучше сохранились следы гляциальной деятельности.

Таким образом, на описываемой территории располагаются два геоморфологических района Мармарошской области:

- 29) альпийского рельефа Раховского кристаллического массива;
- 30) альпийского рельефа Чивчин.

### **ОБЛАСТЬ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КАРПАТ, МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН И ЗАКАРПАТСКОЙ РАВНИНЫ**

Рассматриваемая область расположена в пределах Закарпатского прогиба, объединяющего три тектонических элемента: 1) Солотвинскую впадину, 2) Выгорлат-Гутинскую вулканическую зону и 3) Чопскую



Рис. 99. Хустские «ворота» (прорыв р. Тисой вулканического Выгорлат-Гутинского хребта). Фото И. Д. Гофштейна

впадину. При этом вулканическую гряду рассматривают как полосу разломов, накладывающихся на основную структурную единицу — Закарпатский прогиб.

Хребет Вулканических Карпат, сложенный преимущественно андезитами, андезито-базальтами, базальтами и пирокластами, отпрепарирован эрозией. Существует взаимосвязь террас поперечных рек с террасами субсеквентных притоков, отделяющих вулканическую гряду от Полонинского хребта. Поперечные долины рек Ужа, Латорицы, Боржавы и Тисы расчлняют хребет на отдельные группы: Выгорлат (основная часть которой расположена в пределах Чехословакии), Маковица, Великий Дил (гора Бужора), Тупой, Оаш (уходящую в пределы Румынии).

Долины, пересекающие вулканический барьер, хорошо террасированы. В пределах Хустских ворот (рис. 99), где Тиса прорывается на Закарпатскую равнину, также наблюдаются террасовые уровни на склонах вулканических гор. Внутри хребта Вулканических Карпат, между Великим Дилом, хребтом Гат и массивом Тупой, расположена обширная Иршавская котловина. Плоское дно последней представляет общие террасы рек Иршавы и Боржавы.

Между Полонинским хребтом и Вулканическими Карпатами возникла межгорная Завыгорлатская ложбина, созданная вследствие деятельности субсеквентных притоков. Возможно, однако, допустить существование пра-Боржавы, прежде впадавшей в Рику. Впоследствии ее верхнее течение было перехвачено попятной эрозией реки, выдвинувшейся со стороны Иршавской котловины. На отрезке Липша—Долгое

прослеживаются ныне расчлененные высокие террасовые уровни\*. Последние прослеживаются и к северо-западу, вдоль продольного колена р. Боржавы.

С юго-запада хребет Вулканических Карпат окаймлен полосой предгорий, образующей на участке г. Мукачево — р. Боржава два плоских мысообразных выступа в сторону низменности. Низкогорно-увалистый рельеф предгорий состоит из нескольких ступеней, наклоненных к Закарпатской низменности и расчлененных притоками Латорицы и Боржавы.

Наиболее высокая ступень (350—400 м над уровнем моря по А. И. Спиридонову) соответствует плиоценовому денудационному уровню, срезающему эффузивные образования. Относительная высота уровня 150—200 м. С последним связаны участки древней (плиоценовой) террасы Тисы, сохранившие карпатские галечники. Мощные наносы галечников (до 50 м) особенно развиты между долиной Боржавы и Хустскими воротами (относительная высота террасы около 110 м). Средняя относительная высота террасы, по А. И. Спиридонову, 120—180 м. Терраса сложена желто-бурыми суглинками с галечниками и гравием из песчаников флиша, кристаллических сланцев (реже из андезита). Подобное строение имеет и нижележащая 50—70-метровая терраса, возраст которой, по-видимому, миндельский. Песчано-глинистый материал преобладает и на более низких террасах (34—40 м; 15—20 м), соответствующих рессу и вюрму. Таким образом, скульптура Закарпатского предгорья обусловлена деятельностью пра-Тисы и ее притоков. Более резко выделяются в рельефе предгорий вулканические Черная Гора у г. Виноградова и гора Шаланки.

К северо-востоку от г. Хуст расположена обширная Солотвинская котловина. Северо-восточная часть котловины представляет низкогорье, примыкающее к Утесовой зоне. Его расчленяют долины рек Рики, Теремли и Тересвы. Абсолютные высоты колеблются в пределах 500—750 м. Над долинами рек полоса низкогорья в среднем поднимается на 150—300 м, образуя единый денудационный уровень. Согласно Н. П. Ермакову (1948б), этот уровень служил в нижнем плиоцене дном крупного Верхнетисенского озера, впоследствии спущенного Тисой после образования Хустских ворот. Однако Г. П. Алферьевым не установлено каких-либо древнеозерных отложений.

В пределах низкогорья прослеживаются также остатки плиоценовых террас Тисы. Эти террасовые уровни, как и нижележащие четвертичные, увязываются с террасами Хустских ворот и предгорий Вулканических Карпат.

В восточной части котловины (бассейн Тересвы) в моноклинальных условиях залегания неогеновых комплексов наблюдаются куэстовые формы рельефа (рис. 100). Распространены также оползни (рис. 101).

Широкая долина Тисы обладает террасами, поднимающимися над уровнем реки на 1—3 м, 7—8 м, 15—18 м, 25—30 м. Две последние террасы — докольные, покрытые галечниками и суглинками. В районе Солотвина третья (надпойменная) терраса лежит на абсолютных высотах около 300 м (примерно на 40—44 м выше, чем у Вел. Бычкова). Последнее связано с воздыманием соляного купола. Кстати, и долина р. Тисы здесь отклоняется к югу. Третья надпойменная терраса Тисы местами явно деформирована соляным штоком, вонзившимся в аллювиальные наносы.

\* Предположение автора о соединении Завыгорлатской ложбины с долиной р. Рика через район с. Липецкая Поляна на уровне высоких террас оспаривается некоторыми геоморфологами (Т. Ю. Пиотровская). Этот вопрос следует считать дискуссионным. — *Прим. ред.*

У г. Хуст воздымается эрозионный вулканический останец (Хустский Замок). Куполообразная островная гора расположена также в долине Тисы к северо-западу от г. Тячева.



Рис. 100. Кузцы в долине р. Тересвы. Фото И. Д. Гофштейна



Рис. 101. Оползневый цирк в отложениях неогена на р. Тересве. Фото В. И. Славина

Закарпатская низменность, соответствующая Чопской впадине, характеризуется слабым наклоном поверхности от гор к долине Тисы и одновременно, с востока на запад, согласно течению реки. Абсолютные



Рис. 102. Закарпатская равнина (русло р. Боржавы). Фото И. Д. Гофштейна

высоты колеблются от 116—120 м (около предгорий) до 105 м (около г. Чоп).

На большей площади Закарпатская равнина образована молодой надпойменной террасой Тисы, имеющей среднюю высоту 5—6 м над современным уровнем воды (рис. 102).

На фоне монотонной равнины резко поднимаются островные вулканические горы, расположенные к западу от г. Берегова и между селами Вел. Бегань и Заставное.

Береговское холмогорье сложено преимущественно липаритами и туфами. Абсолютные высоты холмогорья 181—367 м, относительные 64—251 м. В карьерах можно наблюдать налегание галечников и суглинков на горизонтально срезанную поверхность вулканических пород. Здесь, несомненно, располагался древнетеррасовый уровень Тисы.

Рассмотренные особенности рельефа позволяют выделить в данной области следующие геоморфологические районы:

- 31) вулканических горных групп Выгорлат-Гутинского хребта;
- 32) Иршавская котловина;
- 33) Завыгорлатская межгорная ложбина;
- 34) низкогорного рельефа Закарпатских предгорий;
- 35) низкогорного и террасового рельефа Солотвинской котловины;
- 36) Чоп-Мукачевской аллювиальной равнины с островными вулканическими горами.

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В структуре Украинских Карпат выделяется по вертикали два основных подразделения: домезозойский складчатый метаморфический фундамент и верхний мезо-кайнозойский складчатый комплекс Карпат.

## РАЗВИТИЕ ДОМЕЗОЗОЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА КАРПАТ

Представления о геологической истории и составе домезозойского фундамента Украинских Карпат получены в последнее время в связи с развитием глубокого бурения, вскрывшего фундамент на глубине 1500—2500 м в Предкарпатском краевом прогибе, в Закарпатье в районе Ужгорода, и применения методов определения абсолютного возраста геологических формаций.

Н. П. Семененко, Л. Г. Ткачук и В. И. Клушин в фундаменте Украинских Карпат и Предкарпатья выделили Галицийскую складчатую область, которая развивалась в период от 700 млн. лет до 440—380 млн. лет, т. е. от верхнего рифея — докембрия V до среднего палеозоя (силур—нижний девон). Она синхронна по времени развития байкальской складчатой системе.

Галицийская складчатая область рифеид и каледонид окаймляет с запада Украинский щит, который закончил свое складчатое развитие в докембрии IV — 1200 млн. лет тому назад формированием овручской складчатой системы. Восточная граница Галицийской складчатой области начинается к западу от г. Львова, и в Предкарпатском альпийском краевом прогибе ее денудационная поверхность погружена на глубину 1,5—2,5 км.

К востоку от г. Львова развит передовой прогиб Галицийской складчатой области глубиной до 7 км и шириной 60 км, который выполнен рифейскими и палеозойскими образованиями (см. рис. 16). О наличии этого палеозойского прогиба было доложено В. С. Поповым и В. В. Глушко на V съезде Карпато-Балканской геологической ассоциации (КБГА) в Бухаресте. Впервые рифейский возраст 630 млн. лет был установлен Н. П. Семененко в 1958 г. для пород Раховского кристаллического массива и в связи с этим выделен раховский цикл складкообразования, магматизма и метаморфизма, который проходил в период формирования верхней части пятого докембрийского мегацикла — рифея. Позднее, в 1960 г., был установлен и более древний возраст метаморфизма — 700 млн. лет для метаморфических сланцев фундамента Предкарпатского прогиба (села Рудки и Кохановка).

Мощные осадочные и осадочно-вулканогенные толщи верхней части рифея в процессе складкообразования были метаморфизованы в различной степени, в одних участках они интродированы гранитами и метаморфизованы до ступеней кристаллических сланцев и гнейсово-амфиболовой ступени на Раховском массиве и в районе Угольки (амфиболиты); в других участках — в зоне Предкарпатского прогиба — развиты начальные ступени метаморфизма глинисто-аспидных сланцев и филли-

тов. Менее метаморфизованные сланцы фундамента Предкарпатского прогиба, как уже отмечалось, имеют возраст 700 млн. лет, а кристаллические сланцы Раховского массива — до 630 млн. лет, поэтому сейчас нет оснований для разделения пород фундамента на серии только по степени их метаморфизма, как это делают некоторые авторы.

Эти складчатые геосинклинальные метаморфизованные толщи пород Галицийской складчатой области прослеживаются по простиранию от Украинских Карпат на территорию Польши.

Метаморфические сланцы осадочно-вулканогенных формаций верхней части докембрия V—рифейя, сформированные на протяжении раховского цикла, развиты по р. Висле от г. Кракова до устья р. Сан, где они вскрыты скважинами (Нечайна, Подбожье, Пуща и др.) на глубинах 800—2200 м и описаны как альгонские или рифейские образования С. Седлецким и др. (1962) и З. Обуховичем (1963). Абсолютный возраст метаморфизма (650 млн. лет) этих сланцев установлен в АН УССР Н. П. Семененко и другими по образцам, собранным из этих скважин С. Седлецким. Однако в Галицийской складчатой области фундамента Карпат имеет место и более древний ярус складчатости гиперборейского цикла докембрия V, представляющего более древний структурный ярус рифейд возрастом от 800 до 1100 млн. лет.

К югу от г. Кракова, в Ржешатарах, на глубине 947 м для роговой обманки из амфиболитов установлен в Институте геологии АН УССР возраст 870 млн. лет. Весьма характерно, что складчатый ярус рифейд гиперборейского цикла возрастом от 800 до 1100 млн. лет установлен и в фундаменте Крыма по определениям, произведенным в АН УССР. Рифейская складчатая область окаймляет, таким образом, Украинский щит как с запада, так и с юга.

Мощные вулканические явления в связи со складкообразованием в конце рифейя на границе с нижним кембрием (от 570 до 605 млн. лет) сопровождались разломными движениями в периферической части Галицийской складчатой области на склонах Украинского щита, когда образовался полесский комплекс базальтов и трахидолеритов западного склона щита. Складкообразование и метаморфизм проходили в Галицийской области складчатости в кембрии на протяжении от 550 до 500 млн. лет. Эта фаза развития как на территории Украинских Карпат, так и в Свентокшиских горах, где установлены в скв. Бажова возрасты от 550 до 500 млн. лет для кембрийских сланцев. Эта же кембрийская фаза установлена по определениям Н. П. Семененко и др., и в Добрудже, в ядре кристаллических сланцев в Чамурлия-де-Сус — 530 млн. лет.

Развитие фаз метаморфизма и складкообразования на протяжении ордовика и силура определяется интервалом от 470 до 380 млн. лет. Фаунистически охарактеризованные складчатые силурийские отложения обнаружены в ряде скважин в Предкарпатском прогибе В. Н. Утробинным. В этот период наметились мощные зоны разломов в периферической зоне галицийской складчатости на платформе. Известны проявления вулканизма (ортофиновые туфы) в силуре в скальских известняках на платформе. Следует отметить, что разломные явления в периферической области галицийской складчатости, проходившие в рифее и в нижнем палеозое, создали сложную горсто-грабенную структуру Припятского вала и западного склона Украинского щита.

В пределах собственно Келецкой зоны мощность кембрийских отложений достигает 2000—2300 м. Выше кембрия в Келецкой зоне залегает маломощный ордовик около 150 м и еще выше нижние горизонты силура 150—200 м, представленные граптолитовыми сланцами. Эта серия пород смята завершающими этапами каледонской складчатости.

и несогласно перекрывается средним девоном. Возраст глинисто-филлитовидных сланцев, представляющих метаморфизованные аргиллиты из скв. Котовицы, составил 410 млн. лет, что отвечает силуру. В силурийских сланцах наблюдаются диабазовые тела, свидетельствующие также о развитии здесь силурийского вулканизма. Каледонским циклом по сути завершается развитие этой подвижной зоны, заложеной в докембрии V — рифее.

В восточной части фундамента Предкарпатского прогиба не получил развитие герцинский метаморфизм, развитый в Западных Карпатах в Чехословакии. В Раховском массиве устанавливаются наложенные на древние толщи герцинский и мезозойский метаморфизм. В Западных Карпатах М. Машка и В. Зоубек выделяют в древнем основании комплексы от докембрия до нижней перми и в верхней системе неогидного чехла — комплексы от верхней перми до четвертичного времени. Вариссийский структурный этаж развит в западных Внутренних Карпатах беспорядочно и в нем выделяются три структурных яруса. Бретонская складчатость и метаморфизм достигли здесь кульминации к концу девона, и только незначительная часть гранитоидов Западных Карпат относится к судетскому времени. Судетский интервал был последним в вариссийских циклах, когда протекала интенсивная складчатость и метаморфизм. Отсутствие молодых вариссийских гранитоидов подтверждается, по мнению М. Машка, отсутствием в Карпатах варийской эндогенной минерализации. Более молодые — рудногорская и астурийская фазы тектогенеза выражены менее четко. Позднее нижнекарбонные толщи подверглись слабому метаморфизму только в результате более поздних тектонических процессов мелового периода.

Во время допозднего намюра, когда в карбоне началась морская трансгрессия, Западные Карпаты представляли собой сушу, и в течение этого периода проходили процессы денудации Словацкого массива. Морское осадконакопление в карбоне сменилось паралическим угленосным, в связи с раннеастурийским интервалом тектогенеза, который вызвал местами небольшие угловые несогласия. Астурийские движения не вызвали метаморфизма, но привели к значительным палеогеографическим изменениям. Поздневариссийское время — это эпоха поднятия гор. Ранней пермью в Западных Карпатах закончилась вариссийская эра.

Новый цикл возникновения мезо-кайнозойской подвижной зоны и геосинклинального опускания наступил здесь в раннем триасе.

Киммерийские тектонические движения, среди которых в Мармарошском массиве на территории Румынии и в Раховском массиве на территории СССР выделяются древние киммерийские (послетриасовые), внутри киммерийские (послелейасовые) и молодые киммерийские движения, оказали воздействие на кристаллические породы Раховского массива. Раховский кристаллический массив к северу надвинут на меловой флиш.

Следует отметить, что перекрытый юрскими отложениями рифейско-нижнепалеозойский складчатый фундамент в зоне Предкарпатского прогиба, очевидно, в мелу и палеогене выступал в виде горной гряды, так как в Ходновичах на метаморфических сланцах непосредственно залегают отложения тортона. Эта горная гряда, окаймлявшая флишевый бассейн, питала конгломераты верхнемелового и палеогенового флиша, а также молассы миоцена.

По данным В. Н. Утробина, в подземном рельефе фундамента Предкарпатя наблюдаются эрозионные врезы амплитудой до 1200 м, которые быстро затухают в северо-восточном направлении. Следова-

тельно, горная гряда, соединявшаяся с Свентокшискими горами и окаймлявшая флишевый бассейн, возвышалась здесь над базисом эрозии не менее чем на 1200 м и была опущена в миоцене в предтортонское время — за последние 20 млн. лет на глубину местами более 2500 м.

## РАЗВИТИЕ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО КОМПЛЕКСА КАРПАТ

Денудированная, но обновленная мезозойскими движениями Карпатская горная страна при разрушении давала основной обломочный материал, из которого слагались более молодые терригенные образования. Даже в то время, когда большая часть страны оказалась погруженной ниже уровня моря, когда на ее месте развился подвижной флишевый морской бассейн, отдельные ее элементы возвышались над водой, размывались и продолжали питать продуктами разрушения этот флишевый трог. В области современного Предкарпатья эта система, сначала в мезозое сильно выравненная и покрытая морем, затем, после тихоокеанской складчатости, вновь возродилась. С ее существованием связано появление конгломератовых толщ в предгорном миоцене, она служила препятствием для проникновения водного бассейна в палеогене и в нижнем миоцене из южной (внутренней) части прогиба в северную; она же отделяла платформенный верхнемеловой бассейн от флишевого.

В нижнем мезозое Карпатская область испытывает погружение, возникшие здесь горные сооружения размываются и только местами продолжают существовать уже не в виде сплошной суши, а в виде выступающих кордильер, архипелагов островов, отдельных приподнятых участков. Трансгрессия началась еще в триасе; в отдельные моменты она прерывается некоторым отступанием (быть может, и не во всех зонах), о чем свидетельствуют отсутствие части лейаса и бата и трансгрессивное залегание верхнего лейаса и келловея в самых южных зонах.

Максимальное развитие морского бассейна падает на титон.

В нижнем мезозое море покрывает и самую южную часть территории, которая в тектоническом смысле является продолжением центральных массивов Западных Карпат, в частности татрид. В дальнейшем эта часть будет именоваться Татранской областью — до тех пор, пока на древнем основании ее не начнется формирование Закарпатского внутреннего прогиба. В нижнем мезозое она представляла собой геосинклинальную зону.

После континентального перерыва в конце палеозоя и начале мезозоя Русская платформа (Подольская плита) тоже слегка погружается и опускается под уровень верхнеюрского моря.

Очевидно, вся рассматриваемая территория представляла собой в юре, в частности в титоне, огромный единый морской бассейн, отложивший весьма маломощные осадки на платформе и гораздо большей мощности — во всей остальной геосинклинальной области.

Нижнемеловое время было эпохой крупных событий. К самым его низам (или верхам титона) относится вспышка эффузивной деятельности, следы которой мы находим в виде диабазов и порфиристов не только в Утесовой и Мармарошской зонах но и в Дусинско-Черногорской зоне (гора Петрос). Внедрение ультраосновной магмы (серпентиниты р. Угольки в Закарпатье) составляет также одну из особенностей мелового времени.

Осадочные образования нижнего мела уже во флишевой или близкой к ней фации развиты во всех зонах Карпат. К этому времени

относится начало формирования флишевого трога, начало нового ритма колебательных движений и более значительного погружения. В Татранской области погружение было замедленным, и вместо флиша образовывалась ургонская фация неокома.

К этому же времени относятся плавные поднятия и отступление моря на платформе.

Весьма большое значение имеет альбская фаза складчатости и последовавшие за ней крупные поднятия. Этой фазой вызвано формирование татранской складчатой системы и возникновение горной страны, для которой флишевая область играла роль краевого прогиба. Внутри этой последней, в геантиклинальных участках (например в Мармароше), также образуются местные поднятия, в пределах которых более молодые осадки залегают трансгрессивно.

Нижнемеловые складчатые движения отразились, вероятно, и в области Предкарпатья. Об этом можно судить, с одной стороны, по проявлению их в Добрудже и в Келецко-Сандомирском кряже, а с другой — по характеру фаций верхнего мела платформы и флишевого бассейна. Здесь выступала разделявшая их полоса суши. Таким образом, в нижнемеловое время наблюдаются достаточно резкие различия в жизни разных частей описываемой территории. К концу нижнего мела происходит отчетливое их дифференцирование.

В Татранской области — сначала морской бассейн, а затем интенсивная складчатость, поднятие и образование горной системы. В Карпатской области — глубокое и быстрое прогибание, формирование флишевого трога, охватывающего и южную часть Предкарпатья. В его центральной или северной части — сравнительно слабая складчатость, поднятие и появление полосы суши. На платформе — также отступление моря.

Верхний мел — это эпоха преимущественно нисходящих колебательных движений и обширной трансгрессии, начавшейся местами в сеномане, местами же еще в альбе. Только в Татранской области продолжает существовать постепенно размывающаяся горная страна. Перед ней располагается неуклонно прогибающийся флишевый трог, с весьма подвижным основанием, мелкие осцилляционные колебательные движения вызывают накопление ритмично чередующихся флишевых пород — однообразной серии громадной мощности.

Выступы суши, кордильеры, внутри флишевой области также в значительной мере покрываются водой (например, Мармарош).

Опускания, но спокойного характера, в отличие от лихорадочных пульсаций в флишевой области Карпат, испытывает и Русская платформа, покрываемая мощной верхнемеловой толщей.

Предкарпатье частично входило во флишевую область, частично принадлежало к плавно погружающейся платформе. Разделявшая эти обе части зона внутри Предкарпатья представляется в виде полосы суши с более резким рельефом у южного края, откуда поступал терригенный материал в флишевый бассейн, и сравнительно ровной на севере; влияние ее на примыкавшую окраину эпиконтинентального бассейна Русской платформы сказывается в обогащении терригенными элементами верхнемеловых мергелей, а в непосредственной к ней близости — и в появлении толщи так называемых журавненских песчаников.

На границе мела и палеогена происходят новые складчатые движения в Татранской области. Ее основные структурные особенности обязаны своим появлением нижнемеловой складчатости, но дальнейшее усложнение и надвигание на верхний мел Утесовой зоны вызваны этой новой фазой.

Однако уже вскоре начинается быстрое погружение Татранской области, и в ее пределы проникает нижнетретичное море. Она образует в смысле тектонического режима единое целое с Карпатской флишевой областью и в ней отлагается тоже флишевая серия — так называемый подгальский флиш. Хотя отложения подгальского флиша известны только в Западных Карпатах (до Токай-Прешовской гряды на востоке), где они покрывают несогласно все подстилающие осадки, вряд ли можно сомневаться в том, что аналогичные породы развиты на глубине и в Закарпатском внутреннем прогибе, а вероятно, заходят и в Утесовую зону.

Никаких признаков складчатости между мелом и палеогеном мы не видим в Карпатской флишевой области. Здесь продолжается непрерывное погружение с осцилляционным ритмом, и мощная палеогеновая флишевая серия является непосредственным продолжением меловой. В палеогене снова проявляется эффузивная деятельность. Совершенно определенное стратиграфическое положение в верхней менилитовой свите занимает мощный чечвинский горизонт дацитовых туфов в Скибовой зоне. Обогащение кремнеземом пород менилитовой серии, очевидно, тоже имеет известную связь с вулканической активностью. Несомненно и в палеогеновом бассейне существовали приподнятые геоантиклинальные участки, которые снабжали флишевые отложения терригенным материалом. Например, весьма вероятно наличие крупной повышенной размывающейся полосы между Дусинско-Черногорской и Кросненской зонами, обусловившей резкие различия слагающих их толщ. Именно разрушением таких участков, иногда в виде архипелага островов, вызвано появление галек палеозойских и юрских пород или даже целых слоев конгломерата в различных отложениях палеогена (выгодская свита, нижнепопельские слои и др.).

Южная часть Предкарпатья и в палеогене, как и в меловое время, живет одной жизнью с флишевым трогом и здесь отлагаются те же флишевые осадки. Однако в более ее северных частях находят отражение предпалеогеновые движения. Судя по соотношениям в Добрудже и в Келецко-Сандомирских горах, эта складчатая фаза была очень слабая, но за ней последовало новое поднятие суши, ограничившей с севера флишевый бассейн.

В отличие от того, что происходило в верхнемеловое время, теперь Русская платформа (Подольская плита) плавно поднимается — неоген здесь лежит непосредственно на меловых осадках.

Итак, к концу палеогена наблюдается следующее расчленение всей описываемой территории. Посредине — область прогиба, заполняющаяся флишевыми осадками — геосинклинальная область. Она охватывает как часть татрид, так и часть Предкарпатья. По обе стороны геосинклинали находятся области воздымания — северная часть Предкарпатья вместе с платформой и южная часть татрид. Внутри флишевого прогиба также имеются отдельные приподнятые размывающиеся участки (кордильеры).

Очень важный момент в истории развития всей территории — граница между палеогеном и неогеном. Это переломный момент, когда нарушаются все существовавшие до того соотношения. Именно в этот момент во флишевой области происходит основная складчатость и последовавшее за ней поднятие Карпат. Резко меняется знак колебательных движений, и вместо многовекового погружения начинается воздымание. Карпатская геосинклиналь замыкается, и на месте обширного бассейна формируется горная страна — собственно Карпаты.

Складчатость распространяется и на южную — флишевую часть Предкарпатья. В Татранской области, где в палеогене отлагался под-

гальский флиш, возникают пологие складки большого радиуса — сводовые поднятия, осложненные крутыми разрывами с движением масс на юг.

Сравнивая области проявления тихоокеанской и первой карпатской фазы складчатости, можно видеть, что в третичное время происходит как бы перемещение — транспонация складчатости с севера на юг, из Татранской области в Карпатскую. Здесь наблюдается очень любопытное явление. Обычно область развития флиша представляется как настоящая складчатая зона. Флиш характеризуется чаще всего как мощная и сильно дислоцированная серия; под флишевой зоной понимают всегда зону складчатую. В данном случае мы видим, что флишевая серия Татранской области (подгальский флиш) участвует в строении сводовых поднятий, и только.

Наиболее вероятное объяснение различия характера тектоники флиша в обеих областях — Татранской и Карпатской — связано с различной предыдущей их историей. Не акцентируя внимание на представлении о несминаемости кристаллических пород и так называемых консолидированных масс (в определенных условиях участвуют в складчатости и толщи массивных известняков, и гранитные тела). Все же можно предположить, что одинаковые напряжения вызывают различные проявления формы складчатости в более или менее пластичных породах.

Мощная серия флиша Карпатской области является более пластичной, чем комплекс пород, подстилающих подгальский флиш в Татранской области (приближенное к поверхности кристаллическое основание, сложно складчатый мезозой). В целом Татранская область к моменту третичной складчатости оказалась более устойчивой, менее пластичной, чем Карпатская область. Это и явилось причиной того, что характер и формы третичных дислокаций в них были резко различными.

Итак, Татранская область испытывает складчатые движения, но очень слабые. Она уже слилась со срединной массой средиземноморского орогена (Паннонией) — с «внутренней» его «платформой» и уже не входила в состав северной ветви складчатой зоны. Она расчленяется далее крупными разрывами на отдельные блоки, из которых одни опускаются, другие поднимаются. К числу таких опускающихся участков принадлежит и Закарпатье.

Рассмотренные соотношения имеют значение и для некоторых общих вопросов тектоники. Они показывают необходимость дифференцированного подхода к общему понятию складчатой области. В самом деле, в той полосе, которая обычно именуется северной ветвью Средиземноморской складчатой области, выделяются зоны, которые по-разному ведут себя в различные моменты складчатости. В эпоху тихоокеанской складчатости, в последние ее фазы, Карпатская область, где продолжается спокойное погружение и накопление осадков, не может рассматриваться как складчатая. Складчатые движения сосредоточены в это время южнее (татриды, граниды, гемериды). Наоборот, в эпоху собственно альпийских движений эти южные зоны причленяются к «внутренней платформе» (срединной массе Паннонии), а складчатость развивается в Карпатской области. Это вместе с тем — один из примеров, показывающих необходимость разграничения мезозойской тихоокеанской складчатости и третичной — альпийской.

Обратимся теперь к следующему этапу — неогеновой истории. По обеим сторонам воздымающихся Карпат — области восходящих колебательных движений и вместе с тем области денудации — образуются прогибы — один северный, краевой — в Предкарпатье, другой южный,

внутренний — в Закарпатье, в той области, которая до сих пор именовалась Татранской. Эти прогибы являются вместе с тем и областями сноса продуктов разрушения Карпат, областями накопления мощных молассовых толщ. В Закарпатском внутреннем прогибе в нижнем миоцене сначала в лагунных условиях отлагаются соленосные слои, а затем сюда проникает море, и образуется серия мелководных песчано-глинистых осадков. Признаки эффузивной деятельности выражены в виде ряда горизонтов дацитовых туфов.

Предкарпатский краевой прогиб в первую — дотортонскую стадию своего развития охватывал только ту часть, которая выделена под названием южной, или Внутренней зоны прогиба. Здесь его основанием является флишевая толща. Таким образом, не вся флишевая область вошла в состав воздымающегося горного сооружения Карпат. На ее северной окраине начал формироваться краевой прогиб. Все это были субаквальные отложения, в воротыщенский век преимущественно лагунные. Однако присутствие конгломератовых толщ (слободские конгломераты) или флишеподобных добротовских слоев с отпечатками следов наземных позвоночных заставляет говорить о некотором местном опреснении, о существовании суши с горным рельефом и о речных артериях, прорезавших эту сушу.

Именно в северной (внешней) части Предкарпатья и находилась эта суша.

Первая карпатская фаза складчатости не затронула ни Русскую платформу, ни примыкающее к ней Внешнее Предкарпатье. На платформе лишь в гельвете намечается слабое опускание и проникновение моря (онкофоровые слои), однако очень неустойчивого: это мелководный бассейн с близкой к нормальной соленосностью (о чем свидетельствуют встреченные здесь устрицы и пектениды).

Во Внешнем Предкарпатье отложений низов миоцена мы не знаем. Выступающая здесь полоса суши, являвшаяся северным бортом прогиба, постепенно все больше и больше разрушалась и сглаживалась, и в стебникское время вряд ли обладала уже резко повышенным рельефом.

Итак, в нижнем миоцене существуют погружающийся Закарпатский прогиб с его молассовыми отложениями, горная Карпатская страна — область размыта с восходящим движением, далее краевой Предкарпатский прогиб, заполненный мощными молассами, и платформенная область, охватывающая собственно Русскую платформу и внешнюю часть Предкарпатья.

Начиная с нижнего тортона, происходят очень интересные явления. Прежде всего развивается обширная трансгрессия — как во внутренней части прогиба, так и во внешней (платформенной), и на самой платформе. Всюду здесь отлагаются морские песчано-глинистые осадки с нормальной морской фауной. Полосы суши, о которой только что говорилось, уже больше не существует.

Сравнивая мощности осадков в разных зонах и некоторые особенности фациального состава, можно сразу уловить резкие различия между собственно-платформенной, — с одной стороны и обеими зонами Предкарпатья — Внутренней и Внешней, — с другой.

На Русской платформе (Подольской плите) мощности тортона (и сармата) небольшие, в разрезе присутствуют литогаммиевые и другие (ратинские) известняки. В Предкарпатье мощности огромные, и отложения песчано-глинистые без признаков известняков. Самое важное и интересное то, что во Внешней зоне Предкарпатья, которая до сих пор причленялась к платформе, составляла часть ее, также происходит резкое прогибание, и мощность осадков превышает 1500 м.

Можно сказать, что с нижнего тортона Внешнее Предкарпатье начинает вовлекаться в глубокое погружение, как бы отрывается от платформы и приключается к области краевого Предкарпатского прогиба. Теперь это единая область, однако в баличское время амплитуда погружения в обеих частях прогиба остается еще различной и более или менее уравнивается только в галицкое время. Внутренняя (южная) часть прогиба развивалась на геосинклинальном, флишевом основании; а внешняя (северная) часть — на платформенном основании. Внутренняя, эпигеосинклинальная зона начала формироваться гораздо раньше, чем внешняя, эпиплатформенная зона.

Необходимо отметить еще один важный момент в миоценовой истории рассмотренной области — момент регрессии и перерыв на границе нижнего и верхнего тортона. Затем на больших пространствах отлагается толща гипсов (тирасская свита) — на платформе с этими гипсами тесно связаны почти немые ратинские известняки, однако в северной ее части продолжается отложение песков с морской фауной. Это начало новой верхнетортонской трансгрессии. Тортонское море сменилось нижнесарматским. Отложения моложе нижнего сармата нам не известны.

В Карпатской горной стране продолжается поднятие и одновременная денудация. Море на эту территорию больше уже никогда не проникало.

По другую сторону Карпат в среднем миоцене продолжает существовать внутренний Закарпатский прогиб. Мощность заполняющих его морских моласс достигает нескольких тысяч метров (хотя приводимые в литературе мощности явно преувеличены) (Коробков и Плешаков, 1948). Параллелизацию с молассами Предкарпатья проводить очень трудно.

Трансгрессивная нижнетортонская серия начинается в Закарпатье терешульскими конгломератами, покрывающими непосредственно меловой флиш (не считая буркаловской свиты, имеющей локальное развитие). Более древние слои (тереблинская и солотвинская свиты) у края Карпат из разреза выпадают и развиты только во внутренней части Солотвинской впадины\*.

Колебательные движения вызывают отложение то более грубых конгломератовых горизонтов, то более мелкозернистых осадков, наблюдаются то небольшие продвижения моря и трансгрессивное залегание, то некоторое отступление. Вероятно, отдельные пачки конгломератов представляют собой не трансгрессивные, а регрессивные образования. Они возникают не в результате опускания и продвижения тортонского моря в сторону Карпат, а наоборот, вследствие более быстрых скачков — поднятий Карпат и тогда более широкого распространения на юг грубообломочных отложений.

Для этого времени характерна и довольно интенсивная вулканическая деятельность (горизонты липарито-дацитовых туфов в тортоне, сарматские липаритовые лавы и туфы).

Только в Закарпатском прогибе известны паннонские и верхнеплиоценовые образования. Большие площади заняты вулканическими породами — лавами различного состава (но главным образом андезитами и андезито-базальтами), их туфами и туфобрекчиями, образующими даже резко выраженный в рельефе вулканический Выгорлат-Гутинский хребет.

\* По данным А. А. Волошина, в скв. 14, пробуренной в 1963 г. в долине р. Б. Уголька, примерно в интервале 75—160 м встречена соль (тереблинская свита) у северного края Солотвинской впадины. — *Прим. ред.*

Вряд ли можно сомневаться в том, что все эти излияния связаны с молодыми разломами. Эти разломы появились уже в то время, когда Татранская область превратилась в жесткую плацдармную зону и причленилась к Венгерскому срединному массиву. Возобновление или образование новых разломов происходило и позже. Интересно отметить, что линии разломов не совпадают с простираем карпатской складчатости. Так, в районе Хуста вулканическая полоса, связанная с разломом, косо пересекает это направление. Особенно показательна Токай-Прешовская эффузивная гряда (в Чехословакии, недалеко от границы с Закарпатьем), вытянутая в направлении, поперечном к складчатости.

Что же касается самых молодых осадочных образований, то они отлагались уже, в отличие от тортонских и сарматских, в сильно опреснявшемся бассейне. В результате отмирания морского бассейна Закарпатский прогиб превращается в потерявшую связь с открытым морем солоноватоводную лагуну, может быть даже в обширное озеро. Этот процесс идет все дальше, и самые верхние горизонты разреза представляют собой уже пресноводные озерные и дельтовые образования (чопская свита).

В верхнем неогене происходит дальнейшее воздымание Карпат и их денудация. По обе стороны этой горной системы продолжают существовать краевые прогибы, глубоко погружающиеся и заполняющиеся молассами.

В Закарпатском внутреннем прогибе морские условия к концу неогена прекращаются.

Исключительное развитие имеют вулканические процессы, связанные с крупными молодыми разломами.

Предкарпатский прогиб значительно расширяется, захватывая и Внешнее Предкарпатье, ранее входившее в состав платформы. Здесь существует морской бассейн вплоть до нижнего сармата. Более молодые отложения неизвестны. Морской бассейн покрывает и Подольскую плиту, которая в своем медленном и незначительном погружении сильно отстает от Предкарпатского прогиба. Результатом этого отставания является резко различная мощность миоцена — громадная в области прогиба и сравнительно очень малая на платформе.

Новый очень важный момент — неогеновая складчатость (вторая крупная карпатская фаза). В пределах Закарпатского прогиба она проявилась слабо. Об этом можно судить по наличию очень пологих широких складок в неогеновой толще. Правда, местами есть и осложнения, но они связаны с соляной тектоникой, протыканием ядер антиклиналей соляными штоками. В других случаях такие осложнения возникают на контактах с надвигающимися в сторону прогиба флишем.

В Карпатской флишевой области эта складчатость была несравненно более значительной, но все же не ею, а первой — преднеогеновой было вызвано образование основных складок — всей складчатой структуры Карпат в целом. Однако в это время продолжали развиваться надвиговые явления. Они были двусторонними. В южной окраине более слабые надвигания, обычно местного значения, происходили на юг, в сторону Закарпатского прогиба. Амплитуда северных надвигов, в сторону Предкарпатского прогиба, была достаточно большой. Во всяком случае, она достигала 10—15 км (а может быть, и значительно больше), судя по положению под надвигами флишевой области соленосных молассовых слоев прогиба.

Интенсивная складчатость имела место в южной части Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, что вытекает из резких дислокаций

молассовых толщ. Постепенно к северу она ослабевает, но еще на границе Внутренней и Внешней зон прогиба возникает крупный региональный надвиг.

Во Внешней зоне прогиба также образуются складки, правда очень пологие, широкие, брахиантиклинального типа, к платформе совсем затухающие. Следует подчеркнуть, что они находятся именно в той зоне, которая еще недавно, до баличского века, представляла собой часть платформы. Характерным является дальнейшее перемещение на север — транспонация складчатости, захватывающей не только Карпатскую область и эпигеосинклинальную прилежащую часть прогиба (как это было в первую карпатскую фазу), но весь прогиб, включая (пусть в слабой степени) и его внешнюю, бывшую платформенную часть. Возраст этой фазы точно установить не удастся, но она проявилась, во всяком случае, после нижнего сармата, скорее всего, в послепаннонское время.

В дальнейшем вся территория в целом поднимается.

Последние водные бассейны, существовавшие еще в краевых прогибах и на платформе (плиоценовый в Закарпатье и сарматский на севере), их покидают и никогда уже больше не возвращаются. Карпаты продолжают подниматься, горная страна растет, но одновременно и разрушается процессами денудации. Наличие денудационных уровней и речных террас является ярким свидетельством недавних молодых поднятий.

## ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИИ УКРАИНСКИХ КАРПАТ

Изучение Западных областей УССР и особенно Карпатского региона происходило в несколько особых исторических условиях по сравнению с другими регионами Советского Союза и даже Восточных областей УССР. Геологические исследования на этих территориях производились различными школами геологов, различными методами и преследовали различные цели.

В Галицийской Украине, до 1939 г. территориально подчиненной Польше, геологические исследования производились в основном в областях Предкарпатья. Эти исследования, естественно, были устремлены на изучение сосредоточенных там полезных ископаемых, среди которых главнейшее внимание было обращено на изучение условий залегания и добычи: нефть, природный газ и галогены. В изучении геологии Предкарпатья и северного склона Карпат (Скибовая зона, отчасти Кросненская зона) необходимо отметить особо важную заслугу Бориславского геологического института, возглавлявшегося и руководимого профессором К. Толвинским.

Иначе обстояли условия изучения геологии Центральных Карпат и Закарпатья, территорий, расположенных к югу от основного водораздела рек Днестра и Тисы. Здесь геологические исследования в досоветский период не были такими концентрированно-целеустремленными, как на территории Галицийской Украины, где были сосредоточены интересы промышленности на изучении определенных полезных ископаемых.

Во времена политического подчинения Закарпатья Венгрии и Чехословакии, в то время капиталистическим государствам, Закарпатье не сулило промышленности этих государств раскрытия сколько-нибудь значительных залежей полезных ископаемых. Здесь не были известны многие полезные ископаемые, открытые при тщательных поисках, осу-

ществленных в дальнейшем, в советский период изучения геологии Закарпатья.

В Закарпатье в досоветский период были изучены и эксплуатировались богатые залежи каменной соли в Солотвине. Были известны и разрабатывались маломощные месторождения железных руд Кобылецкой Поляны, каменных строительных материалов и бурых углей, минеральных вод и некоторых других малозначущих в промышленном отношении полезных ископаемых.

В досоветский период в Закарпатье были произведены лишь эпизодические геологические исследования, имевшие узко утилитарное значение — определение качества и запасов отдельных месторождений, обычно незначительных по размеру.

Однако следует отметить, что исследования отдельных венгерских и особенно чехословацких геологов имели большое общетеоретическое значение. Результаты таких исследований не потеряли своего значения до сих пор. Особенно большое значение имеют работы в Закарпатье Д. Н. Андрусова, которым в настоящем томе отведено должное внимание.

В итоге работ польских, чехословацких, венгерских и румынских геологов было сделано немало для познания геологии Украинских Карпат. Литературное наследие зарубежных геологов тщательно изучалось и продолжает изучаться советскими геологами. Иначе и не могло быть. Это своего рода эстафета достижений в области геологии, которая была дружески передана советским геологам геологами соседних социалистических стран.

Что было сделано в досоветский период изучения Украинских Карпат — детально изложено в соответствующих главах.

Советский период изучения Карпат был ознаменован существенно иными условиями работы и методами ее осуществления.

Уже в 1945—1946 гг. был широко развернут фронт геологической съемки, разведочных работ и геофизических исследований; применено, картировочное бурение в целях разведки полезных ископаемых на глубинах, ранее не изучавшихся; пробурены скважины тематического значения — структурные скважины. В геологическом изучении Карпат приняла участие многочисленная коллективы геологов Львова, Киева, Москвы, Ленинграда и других центров научных учреждений.

В данном разделе — заключении — не ставится задачей подытожить результаты достижений советских геологов. Они ясны для интересующихся геологией из излагаемого в данном томе. Более целесообразным и полезным является указание на то, что остается не выясненным, не доделанным. В этом отношении необходимо сделать еще очень многое.

Касается это стратиграфии слагающих Карпаты толщ. Много еще спорных вопросов в отношении макро- и микроструктур этого горного сооружения и прилегающих к нему и сопряженных с ним в развитии предгорных впадин.

В дальнейшем изложении в основном и будут освещены вопросы, встающие перед исследователями, в области стратиграфии, тектоники и, быть может, в особой постановке проблемы геоморфологии.

Как и в досоветский период, в настоящее время остается спорным вопрос о возрасте древнейших метаморфизированных толщ, слагающих ядро Центральных Карпат (Раховский массив, Чивчины). Отдельно изученные образцы метаморфических пород радиометрическими методами указывают на их протерозойский возраст (рифей). Однако это изучение производилось отнюдь не систематически и недостаточно полно. Кроме того, не решен вопрос: если можно

считать достаточно убедительно доказанным наличие в ядре Украинских Карпат рифея, то остается все же неясным, присутствуют ли здесь метаморфизованные фрагменты палеозойских образований?

Не совсем ясно участие мезозойских образований в строении Украинских Карпат. Если в общем можно признать выясненным, что их участие значительно в сложении массива горного сооружения и фундамента предгорных впадин, но выход на поверхность мезозойских слоев не всегда обеспечивает возможность их детального изучения.

В особенности это следует сказать в отношении низов мезозоя — триасовых образований. В слоях триаса в последние годы удалось в результате тщательных поисков обнаружить, кроме ранее известных неясных остатков брахиопод, также фрагменты головоногих. Это значительно продвинуло познание триаса. Однако это, конечно, не исчерпывающий палеонтологический материал, который можно извлечь из этих слоев.

В изучении юрской системы Украинских Карпат достигнуты большие результаты. Очень напряженной работой, в сложной полевой обстановке, обусловленной закрытостью естественных выходов слоев в горных условиях Раховского и Чивчинского массивов, осыпями и залесенностью, исследователи «по клочкам» собрали разрозненные данные. По этим материалам они восстановили не только общий стратиграфический разрез юры с точностью до отделов и даже ярусов, но, что не было сделано в досоветский период, изучили фациальную изменчивость ее толщ. Это позволило восстановить сложную палеогеографическую обстановку юрского периода в Украинских Карпатах. Последнее имеет не только большой теоретический интерес, но и большое практическое значение в деле направления поисков полезных ископаемых, связанных с отложениями юры.

Можно считать, что в основном изучение юрских отложений в Закарпатье должно быть оценено как находящееся на достаточно высоком уровне.

Иначе обстоит вопрос изучения тех же образований в Предкарпатье. Здесь в последние годы пробурено большое количество скважин, достаточно глубоких для достижения мезозойских, в частности юрских отложений. Однако получаемый из скважин материал неполноценен, да и пока мало исследован.

При изучении меловых отложений встречены не меньшие затруднения, чем при изучении юры, учитывая плохую обнаженность слоев. К этому следует добавить сложное строение их, значительную фациальную изменчивость даже в пределах одной тектонической зоны. Тем не менее, можно считать, что за советское время изучение меловых отложений на всей территории Украинских Карпат значительно продвинулось. Этому способствовали организация систематической геологической съемки и широкая постановка тематических работ многими организациями. В итоге — схема стратиграфии меловых отложений в основных чертах разработана.

Большие затруднения до сих пор представляет тщательное исследование стратиграфии флишевых отложений. Это обусловлено тремя обстоятельствами: бедное содержание флиша палеонтологическими остатками, отсутствие надежных маркирующих горизонтов и значительная фациальная изменчивость свит по простиранию. Палеонтологические находки последних лет во флишевых толщах позволяют пока судить о наличии в них признаков тех или иных ярусов, но четкое их стратиграфическое расчленение не всегда удается. Этому препятствуют постепенный переход в вертикальном направлении между толщами и отсутствие четких литологических границ между ярусами, что застав-

ляет исследователей выделять местные стратиграфические единицы — «свиты», в составе которых оказываются заключенными несколько ярусов.

В этом отношении особенно слабо изучена пока Березнинская фациальная зона. Породы этой зоны еще недавно были относимы к олигоцену по литологическому их сходству с менилитовыми породами. Однако редкие находки в них меловой фауны заставили пересмотреть вопрос о возрасте свит Березнинской зоны. Постановка дополнительных тематических исследований особенно важна, так как решение вопроса о возрасте этих отложений существенно изменит трактовку геологических структур данной зоны.

Стратиграфия палеогеновых отложений Украинских Карпат очень сложна и до сих пор недостаточно изучена. Изучение затрудняется тем, что формирование их происходило в палеогеографических условиях слабо выясненных, но, очевидно, сложных. Это обусловило значительную фациальную изменчивость толщ, представленных флишевыми образованиями. Выделенные свиты очень изменчивы по простиранию и по падению. К тому же палеогеновые слои в большинстве зон испытали сложную дислоцированность и не всегда достаточно обнажены. Редко можно наблюдать сплошные разрезы даже в пределах одной свиты.

Все это определило отсутствие единой стратиграфической схемы, которая получила бы общее признание. Нет пока не только общей стратиграфической схемы для Карпат Внешних и Внутренних, но и в пределах Закарпатья приводится в литературе восемь различных схем, в которых свиты имеют различные наименования. Обилие стратиграфических наименований у разных авторов для свит, слоев и фаций свидетельствует о незавершенности работы по изучению палеогеновых отложений.

Это крайне затрудняет картирование палеогена, а следовательно и уверенную трактовку тектонического строения. В этом отношении достаточно указать на вопрос о стратиграфическом положении «черных аргиллитов», возраст которых определяют то как олигоценовый, то как верхнемеловой. Об этом было уже сказано выше. Находки в них палеонтологических остатков крайне редки. Поэтому в случае встречи немых толщ черных аргиллитов определение их возраста очень затруднено.

Замечания, высказанные в отношении состояния изученности палеогеновой системы, в значительной степени относятся и к неогену. Следует напомнить, что рубеж палеогена и неогена ознаменовался в Карпатах существенно важным преобразованием страны.

Украинские Карпаты до неогенового времени переживали фазу геосинклинального развития. На рубеже неогенового времени было устойчиво воздвигнуто горное Карпатское сооружение. Оно разобщило прилегающие к нему Предкарпатский и Закарпатский прогибы. Вследствие этого развитие впадин с неогена происходило различными планами, с различной интенсивностью напряжения погружения во впадинах. Это определило возможность сопоставления стратиграфии неогеновых отложений во впадинах только по морским, фаунистически охарактеризованным отложениям миоцена, иначе говоря, по сарматским отложениям.

Более высокие стратиграфические горизонты в Предкарпатье и Закарпатье сопоставляются весьма условно. Если в Закарпатье в разрезе неогеновых отложений еще появляются признаки возможности эпизодической датировки стратиграфического возраста слоев по морской фауне (конгериевые слои мэотиса, понта, левантина), то в Предкарпат-

ском прогибе синхроничные континентальные слои являются немymi в отношении содержания фаунистических остатков.

Возможно, что впечатление пока кажущееся. Не исключена возможность, что в «немых» толщах Предкарпатья будут обнаружены континентальные формы животных и растений, которые позволят сопоставить верхнеэоценовые разрезы Предкарпатья и Закарпатья.

Антропогеновые (четвертичные) отложения в данном томе описаны весьма обстоятельно. Однако дата их описания несколько удалена от времени издания тома, и естественно, что за последние годы накопились новые данные. Безусловно, материал, посвященный антропогену Карпат, — это большой вклад в науку, который будет служить существенным руководством для геологов-съемщиков. Так, в районе Чопской впадины бурением была вскрыта полностью мощная, так называемая чопская свита, а ее возраст определяется до настоящего времени не однозначно. Это или верхнеплиоценовые отложения, или нижнеантропогеновые.

Интересны наблюдения И. Д. Гофштейна. Он делит чопскую свиту на две, выделяя ее верхнюю толщу, конгломератовую, в особую свиту под названием минайская. Это заслуживает внимания, так как возраст вулканогенной толщи Выгорлат-Гутинского хребта до сих пор остается дискуссионным. Представляется существенно важным решение этого вопроса путем сопоставления методами стратиграфии и геоморфологии вулканогенных толщ Выгорлат-Гутинского хребта (гутинской свиты) и молассовых отложений Чоп-Мукачевской впадины. До последнего времени этого не сделано. Существуют мнения, что все сооружения вулканического хребта следует оценивать как антропогеновое сооружение. Верно ли это? До сих пор отзвука на этот тезис не последовало. Специальная тема о Выгорлат-Гутинском вулканическом хребте должна быть поставлена для разрешения перед научными геологическими учреждениями.

Изучению тектоники Украинских Карпат посвящено много работ. Следует отметить большие достижения в разрешении сложного вопроса — структурно-тектонического устройства этого молодого горного сооружения и сопредельных с ним прогибов: Предкарпатского и Закарпатского.

В досоветский период для изучения северного склона Карпат и Предкарпатья много было сделано польскими геологами (К. Толвинским и др.), работавшими на территории Галиции. Геология северной части Украинских Карпат была изучена польскими геологами достаточно полно, в меру имевшихся в их распоряжении средств познания недр.

В настоящее время новыми средствами и методами (глубокое бурение и геофизические методы) уточняется и детализируется представление о глубинном строении этого региона.

Иное следует признать в отношении центральной части Украинских Карпат и Закарпатья. Они были изучены значительно слабее.

В 1945—1946 гг. началось интенсивное изучение геологии Центральных Карпат и Закарпатья. В эту работу были включены крупные геологические организации Киева, Москвы, Ленинграда, Львова и др. В результате были предложены различные трактовки тектонического устройства региона, зависящие в основном от различного понимания стратиграфической оценки толщ, участвующих в построении тектонических структур. Более значительные разногласия возникли в первые годы советского периода в трактовке понимания крупных тектонических делений Украинских Карпат. Здесь они выявились не только в наименовании тектонических зон, но и в трактовке их содержания.

По мере накопления фактического материала наметилась тенденция к согласованию спорных вопросов (гипотеза шарьяжной структуры, проблема происхождения и строения Утесовой зоны и др.).

При подготовке к печати данного тома редколлегия вынуждена была принять одну из трактовок тектонического устройства, в которой схема, предложенная О. С. Вяловым в 1953 г., в основном наиболее соответствовала материалам, имевшимся к этому времени. Однако за прошедшие десять лет взгляд на строение, особенно Центральных Карпат, подвергся значительным изменениям даже в представлении самого автора схемы.

В связи с этим редколлегия, с согласия О. С. Вялова, сочла необходимым внести изменения в схему тектонических зон Украинских Карпат. В результате из схемы исчезла единая Магуро-Чергорская плащевина, внесены и некоторые другие менее значительные изменения.

Необходимо отметить, что при дальнейших исследованиях должно быть обращено особое внимание на изучение тектоники центральных зон Украинских Карпат. Расположенная на крайнем западе Магурская зона, составлявшая в прежнем представлении одно структурное целое с Черногорской зоной, расположенной на востоке, не увязаны ни в структурном отношении, ни в отношении стратиграфии. Особенно это касается разреза верхнемеловых отложений.

**Геоморфология.** История преобразования рельефа Украинских Карпат, обусловленная геологическим строением, воздействием на него факторов неотектоники и экзогенных процессов, еще недостаточно изучена. Географические черты Карпатского горного сооружения и его предгорий, создававшиеся в течение неогена и антропогена, охарактеризованы лишь поверхностными наблюдениями без надлежащего углубленного анализа причин возникновения тех или иных форм рельефа.

Составленные до сих пор геоморфологические карты носят характер схематических набросков, возникших в результате интерполяций разрозненных на обширных пространствах отдельных, хотя и объективных наблюдений. Все это поставило в большое затруднение автора главы «Геоморфология» Н. П. Цыся. Ему невольно пришлось уделить больше внимания истории изучения геоморфологии Украинских Карпат, чем конкретно описанию геоморфологии районов. Понятно, для этого у автора не доставало материала.

Более или менее систематический осмотр геоморфологических районов Украинских Карпат был выполнен в свое время Г. И. Раскатовым, Г. П. Алферьевым, П. Н. Цысем и др., однако ими не было осуществлено достаточно детальное геоморфологическое картирование. Эта задача еще стоит перед дальнейшими исследованиями.

Многое в вопросах геоморфологии остается не выясненным. Это не только детали картирования отдельных форм рельефа и истории их возникновения. Более существенной недоделкой является проблема о трактовке макроформ. В данном случае имеются в виду доказательства наличия или отсутствия на Карпатах, во всяком случае на Украинских Карпатах, таких форм, как пенепленизированные поверхности, или поверхности выравнивания, денудационные и иначе именуемые.

В кратком заключении трудно дискутировать по данной принципиальной проблеме, да вряд ли уместно. Можно лишь поставить вопросы, решение которых будет найдено при дальнейших исследованиях. Они заключаются в следующем:

1. Если доказано, а это вероятно так, что рост горного сооружения Украинских Карпат четко обозначился на рубеже палеогена и неогена, то время, протекшее с начала неогена и за антропоген, было ли доста-

точным для пенеппенизации горных массивов; тем более если выделять несколько таких разновременных уровней выравнивания.

2. Методика установления уровней выравнивания. Крупных площадей денудационного выравнивания в Украинских Карпатах нет. Указываемые плоские поверхности на вершинах гор, вроде Полонины Руна, оказываются формами структурными, а не денудационными.

Другим доказательством наличия поверхностей выравнивания является обычно указание на совпадение высот вершин хребтов при проектировании их на вертикальную плоскость (поверхность), ориентированную поперек простирающихся горных хребтов. Здесь уже, чаще всего у сторонников идеи пенеппенизации, не имеется указаний на сколько-нибудь развитые площадки денудации или наличия на них остатков разрушенного кластического аллювиального и другого материала, кроме продуктов выветривания, которые могут образоваться и не на поверхности выравнивания.

Вряд ли можно считать такое «совпадение» доказательством развития поверхностей выравнивания или тем более пенеппенизации.

Установление поверхностей выравнивания в таких молодых горных сооружениях, как Полонинские хребты, имело бы большое принципиальное значение, так как позволило бы обнаружить коррелятивную связь с накоплением молассовых образований Закарпатского прогиба.

Настала пора составлять не только карты формально геоморфологические, т. е. карты, отображающие элементы рельефа, возникшие в результате исторических процессов, «созданные» и «омертвленные», но и карты прогноза развития рельефа.

**Геофизические методы** изучения Карпат в советский период были особенно широко применены и дали вполне ощутимые результаты. Стало значительно более ясным строение глубинной структуры областей Предкарпатья и Закарпатья. Изучение глубин этих впадин геофизическими методами позволяет более обоснованно проводить поиски и разведку нефти, газа и других полезных ископаемых.

Применение различных методов геофизических исследований позволило закартировать серию дизъюнктивных нарушений, ориентированных как в направлении продольном простирающему Карпат, так и в поперечном. Выявлены и подтверждены пликативные нарушения, обнаруженные наземной геологической съемкой в предгорьях (флексуры, солянокупольные нарушения).

Геофизические исследования по выявлению дизъюнктивных нарушений были сосредоточены главным образом в пределах предгорных впадин и почти не распространялись на центральные области Карпат. Это замечание особенно относится к необходимости проверить геофизическими методами поперечные разрывные нарушения, намечаемые геологической съемкой и геоморфологически. Если действительно правильно намечена поперечная депрессия в хребте Карпат, для которой предложено наименование Стрый-Латорицкого седла, то существенно важным явится определение глубинности заложения разломов, обрамляющих ее на востоке (Рика-Тереблинский сброс) и на западе (ступенчатые сбросы на междуречье Ужа и Латорицы). Возможно, что выявление деталей этой структуры (седла) и ее обрамления будет способствовать более эффективным поискам не только минеральных вод, но и рудных месторождений.

В этом убеждает хотя бы уже то наблюдение, что поперечные дизъюнктивные нарушения, намеченные геологической съемкой и геофизическими методами в пределах Закарпатского прогиба, неестественно обрываются на подходе к Выгорлат-Гутинскому вулканогенному хребту и к южному склону складчатых флишевых сооружений Карпат. Далее

к северу они теряются, и на геологических картах не показаны. Безусловно, это можно объяснить лишь закрытостью этих областей под осыпями и лесными порослями.

Тем не менее известно, что некоторые из этих поперечных дизъюнкций, особенно в узлах их встречи с продольными разрезами, являются перспективными для поисков рудопроявлений.

Таковы основные проблемы, которые сейчас стоят перед всеми исследователями, занимающимися изучением геологии Украинских Карпат.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аванесян Г. М. 1954. Геологическое развитие Молдавской депрессии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Айзенберг Д. Е., Бражникова Н. Е., Новик Е. О. и др. 1949. О перерыве в отложениях нижнего карбона Львовской мульды. Докл. АН СССР, т. 69, № 1.
- Алферьев Г. П. 1948а. Находка альбских ископаемых в Закарпатской области УССР. Тр. Львов. геол. общ., сер. геол., вып. 1. Львов.
- Алферьев Г. П. 1948б. Некоторые соображения о молодых движениях Карпат. Тр. Львов. геол. общ., сер. геол., вып. 1. Львов.
- Алферьев Г. П. 1949. К вопросу о тектоническом и стратиграфическом положении трускавецких конгломератов г. Борислава. Тр. Карпат. науч. иссл. ин-та Министерства геологии, вып. 1.
- Алферьев Г. П. 1958. Тектоническое строение западных областей УССР. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 5—6.
- Алферьев Г. П., Славин В. И. 1955. История геологического изучения западных областей Украины. Очерки по истории геологических знаний, вып. 4. АН СССР.
- Алферьев Г. П., Кудрин Л. Н. 1956. О терешульских конгломератах и новоселичком горизонте туфов Закарпатья. Докл. АН СССР, т. 109, № 4.
- Андреанов М. С. 1951. О циркуляционных факторах климата западных областей УССР. Геогр. сб. Львов. гос. ун-та, вып. 1, Львов.
- Андрусов Д. 1960. Зона утесов (клипенов) в Карпатской системе. Сб. «Матер. IV съезда Карпато-Балк. ассоциации», № 1. Изд. АН УССР.
- Антилов В. И. 1961. Глубинное строение и нефтегазоносность Советского Предкарпатья. Автореф. канд. дисс. Львовский политехн. ин-т.
- Анучин В. А. 1956. География Советского Закарпатья. Географгиз.
- Анучин В. А., Спиридонов А. И. 1947. Закарпатская область. Географическое описание. Географгиз.
- Арманд Д. Л. 1946. Румыния. Физико-географическое описание. Изд. АН СССР.
- Арцабка А. Л. 1963. Верхньотортонські-нижньосарматські відклади у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину. Геол. журн. АН УССР, т. XXIII, вип. 5.
- Атлас палеографічних карт Української і Молдавської РСР под ред. В. Г. Бондарчука. Вид. АН УРСР, 1960.
- Атлас сейсмичности СССР под ред. Е. Ф. Саваренского. Изд. АН СССР, 1962.
- Афанасьев С. Л., Богданов А. А. 1950. Условия залегания кросненской свиты во Внутренней антиклинальной зоне Восточных Карпат. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. XXV.
- Бабинец А. Е. 1947а. Вуглекислі мінеральні джерела Радянських Карпат. Допов. АН УРСР, № 5.
- Бабинец А. Е. 1947б. Схема районування мінеральних вод радянських Карпат. Допов. АН УРСР, № 5.
- Бабинец А. Е. 1948а. Мінеральні джерела Радянського Закарпаття та перспективи їх використання. Вісн. АН УРСР, № 4 (140).
- Бабинец А. Е. 1948б. Моршинські мінеральні води. Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 1—2.
- Бабинец А. Е. 1948в. Провінції мінеральних вод Закарпаття. Геол. журн. АН УРСР, т. IX, вип. 3.
- Бабинец А. Е. 1950. Питання генезису мінеральних джерел району Сойми-Келечин. Геол. журн. АН УРСР, т. X, вип. 2.
- Бабинец А. Е. 1951. Типізація мінеральних вод південного схилу Радянських Карпат з точки зору їх використання. Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 4.
- Бабинец А. Е., Радько Н. И. 1950. Мінеральні води курорту Немирів. Геол. журн. АН УРСР, т. 10, вип. 1.
- Бабинец А. Е., Радько Н. И. 1956. Мікроелементи в мінеральних водах південного схилу Радянських Карпат. Геол. журн. АН УРСР, т. 16, вип. 2.

- Байковская Т. Н. 1953. О неогеновой флоре Закарпатской области УССР. Тр. Львов. геол. общ., сер. палеонтол., вып. 2.
- Балабушевич И. А. 1949. Результаты геофизических работ в Прикарпатье. Тр. научн. геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд. АН УССР.
- Баранов И. Г. 1951. К вопросу о генезисе и значении гиероглифов в изучении карпатского флиша. Геол. сб. 1 (IV) НИТО при Всес. нефт. научн.-иссл. геол.-разв. ин-те.
- Баранова Н. М., Зелинская В. А., Зернецкий Б. Ф. и др. 1959. Палеотектоничний нарис території Української і Молдавської РСР палеогенового-нижньоміоценового часу. Доп. АН УРСР, № 12.
- Белоусов В. В. 1948. Общая геотектоника. Госгеоллиздат.
- Берг Л. С. 1952. Географические зоны Советского Союза, т. II. Географгиз.
- Биланюк П. 1939. 36. «Карпатська Україна», Львів.
- Бобриневич А. П. 1952. К минералогии липаритовых обсидианов района Герцовце-Феделешовце в Закарпатье. Минер. сб. Львов. геол. общ., № 6. Львов.
- Бобровник Д. П. 1950. Пепловый туф из окрестностей с. Буневичи Дрогобычской обл. Докл. АН СССР, т. 72, № 5.
- Бобровник Д. П. 1951. Мелодятинская отбелывающая глина. Докл. АН СССР, т. 80, № 6.
- Бобровник Д. П. 1957а. Вулканические туфы некоторых пунктов юго-западной окраины Русской платформы. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 7.
- Бобровник Д. П. 1957б. Вулканічні туфи із свердловини північної частини околиці с. Ходорова, Дрогобицької області. Геол. журн. АН УРСР, т. XVII, вип. 4.
- Богданов А. А. 1949. Основные черты тектоники Восточных Карпат. Сов. геология, № 40.
- Богданов А. А., Муратов М. В. 1948. Новые данные о геологическом строении Восточных Карпат. Вестн. АН СССР, № 8.
- Богданов А. А., Гуревич Б. Л., Шерешевская С. Я. 1950. Аномалии силы тяжести и их связь с главнейшими тектоническими элементами Западных областей Украинской ССР. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., т. 14, № 3.
- Богданов А. А., Пушаровский Ю. М. 1950. Основные черты тектоники Центральной синклинали зоны Восточных Карпат. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Богданов А. А., Высоцкий Б. П., Пушаровский Ю. М. 1954. Основные черты истории развития взглядов на тектонику Восточных Карпат. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. 26.
- Богданов А. А., Серова М. Я. 1956. О стратиграфическом положении соленосных свит в разрезе миоцена Предкарпатья. Уч. зап. Моск. ун-та, вып. 176.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хайн В. Е. 1958. Краткий обзор тектоники и истории развития Западных Карпат. Изв. ВУЗов. «Геология и разведка», № 1.
- Бойчук М. В. 1962. Особенности тектонического строения Внешней зоны Предкарпатского прогиба в междуречье Быстрицы Подбужской и Сукели. «Новости нефт. и газ. техн.», сер. геол., № 10, 3—5.
- Бойко А. К. 1962. Черты тектонического развития Раховского массива. Тезисы докладов II межвузовской студенческой геол. конференции. Изд. Львов. гос. ун-та.
- Бондарчук В. Г. 1939. Еще о неогеновых и четвертичных террасах Украины. Сов. геология, т. IX, № 10—11.
- Бондарчук В. Г. 1949. Геоморфология УРСР, (Геологичний розвиток рельєфу УРСР). Вид. «Радянська школа», Київ.
- Бондарчук В. Г. 1954а. Геологическое строение Советских Карпат. «Природа», № 6.
- Бондарчук В. Г. 1954б. Тектонічний поділ Радянських Східних Карпат. Геол. журн. АН УРСР, т. 14, вип. 2.
- Бондарчук В. Г. 1955. Нарис тектонічної будови території Української РСР. Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 3.
- Бондарчук В. Г. 1956. Про тектоніку Великого Донбасу і походження ровоподібних прогинів платформ. Геол. журн. АН УРСР, т. XVI, вип. 2.
- Бондарчук В. Г. 1957. Радянські Карпати. Геолого-географічний нарис. «Радянська школа».
- Бондарчук В. Г. 1962. Тектоника Карпат. Матер. V съезда Карп.-Балк. геол. ассоц. Изд. АН УССР.
- Бондарчук В. Г. 1962. Тектоника Карпат. Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, серия геотектоники и геофизики, вып. 10.
- Бондарчук В. Г., Каптаренко-Черноусова О. К., Молявко Г. И. и др. Палеогеография Украинской и Молдавской ССР. В сб. «Региональн. палеогеография». Госгеолтехиздат.
- Борисковский П. И. 1953. Палеолит Украины. Материалы и исследования по археологии СССР, № 40. Изд. АН СССР.

- Борисов А. А., Круглякова Г. И. 1962. О глубинном строении земной коры Закарпатья. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 11.
- Брадис Е. М. 1951. Полонини Закарпатської області. Инст. ботаніки. Вид. АН УРСР.
- Бровков Г. Н. 1956. Эоценовые отложения Буковинских Карпат. Док. АН СССР, т. 110, № 4.
- Бубнов С. 1935. Геология Европы, т. II. Внсальпийская Западная Европа. Ч. I. Каледониды и варисиды. ОНТИ.
- Букатчук П. Д. 1959. К вопросу о стратиграфии и изученности триасовых отложений Северо-Буковинских Карпат. Научн. докл. высш. школы Геол. геогр. наук, № 2.
- Букатчук П. Д. 1960. Тектоническое строение фронтальной части северо-восточного крыла Внутренней антиклинальной (Магурской) зоны Северо-Буковинских Карпат. БМОИП, нов. серия, т. LXV, отд. геол., т. 35, № 2.
- Буров В. С. 1958. О тектонических условиях накопления сарматских и пannonских отложений Закарпатья (Доклад, представл. на сессию Львов. геол. общ. по вопросам общей и региональной тектоники; январь 1957 г.). Геол. сб. Львов. геол. общ., № 5—6.
- Буров В. С., Шеремета В. Г. 1957. О лагунных и континентальных отложениях сарматского возраста вблизи с. Великого Раковца в Закарпатье. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 4.
- Буров В. С., Шеремета В. Г. 1958. О стратиграфии и условиях отложения осадков чопской свиты Закарпатья. Геол. журн. АН УРСР, т. XVIII, вып. 4.
- Буров В. С., Шеремета В. Г. 1959. Верхнеплиоценовые образования Советского Закарпатья. Изв. ВУЗов. «Геология и разведка», № 7.
- Буров В. С., Глушко В. В. 1960. О строении фундамента Внешней (газосной) зоны Предкарпатского неогенового прогиба. «Геол. нефти и газа», № 9.
- Буров В. С., Матвеева А. А., Кохалевич Р. И. 1964. Блокова тектоніка краю Зовнішньої зони Предкарпатського прогину між Івано-Франківськом и Коломиєю. Доп. АН УРСР, № 3.
- Бурова М. И. 1957. Стратиграфическое распределение моллюсков неогеновых отложений Чоп-Мукачевской впадины Закарпатья. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 4.
- Бурова М. И., Гуридов А. И. 1963. Новые данные о *Pecten elini Zhizh.* и его значение для стратиграфии миоцена Западных областей Украины. Тр. Укр. НИГРИ, вып. VI.
- Бурындина Л. В. 1957. Стратиграфическое распределение фауны фораминифер в миоценовых отложениях Закарпатья. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 4.
- Буцура В. В. 1930. До морфогенеза сточища Гірської Тиси. Зап. Укр. наук. досл. Инст. геогр. та картогр. р. II, 1928—1929, вып. 2, Харків.
- Буцура В. В. 1946. Плейстоценовый возраст Восточных Карпат. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 53, № 6.
- Быховер Н. А., Вологдин А. Г., Матвеев А. К. 1940. К истории геологических исследований Западной Украины. Сов. геология, № 4.
- Быховер Н. А., Вологдин А. Г., Матвеев А. К. и др. 1941. Геология и полезные ископаемые Западных областей УССР. Госгеолиздат.
- Быховер Н. А., Вологдин А. Г., Матвеев А. К. и др. Геология и полезные ископаемые Северной Буковины и Бессарабии. Госгеолиздат.
- Вадас Э. 1964. Геология Венгрии. Изд. «Мир».
- Васильев П. 1907. Сейсмичность Южной России и прилегающих к ней стран в связи с тектоникой. «Зап. Новорос. общ. естествоисп.», т. 31. Одесса.
- Вассоевич Н. Б. 1948. Флиш и методика его изучения (ВНИГРИ). Гостоптехиздат.
- Вассоевич Н. Б. 1951. Условия образования флиша (ВНИГРИ), Гостоптехиздат.
- Вассоевич Н. Б. 1953. О некоторых флишевых текстурах (знаках). Тр. Львов. геол. общ., геол. сер., вып. 3.
- Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А. 1938. Ритмичность флишевых отложений и использование ее в практике геологических исследований. Азерб. нефт. хоз., № 5. Баку.
- Венглинский И. В. 1948. О некоторых представителях родов *Nonion*, *Elphidium*, *Rotalia* в сарматских отложениях окрестностей села Березинки, Закарпатской обл. Тр. Львов. геол. общ., сер. палеонт., вып. 1.
- Венглинский И. В. 1953. О микропалеонтологических исследованиях среднемиоценовых отложений Верхнетисенской впадины Закарпатской области. Тр. Львов. геол. общ., сер. палеонт., вып. 2.
- Венглинский И. В. 1954. Фораминиферы миоцена Закарпатья и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дисс. Львовский гос. ун-т.
- Венглинский И. В. 1955. Нові дані про стратиграфію міоценових відкладів району с. Вишкове, Закарпатської області. Доп. АН УРСР, № 3.

- Венглинский И. В. 1956а. До питання про середньосарматські відклади Закарпатської обл. УРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. 16, вип. 2.
- Венглинский И. В. 1956б. О микрофауне среднемиоценовых отложений Береговского района Закарпатской области. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 2—3.
- Венглинский И. В. 1957. О цикламминовой зоне из тортонских отложений Закарпатья. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 4.
- Венглинский И. В. 1958а. Фораминиферы миоцену Закарпаття. Вид. АН УРСР.
- Венглинский И. В. 1958б. Нові дані про спіраліси середньо-міоценових відкладів Закарпаття. Геол. журн. АН УРСР, т. XVIII, вип. 5.
- Венглинский И. В. 1959. К стратиграфии миоцена Закарпатского прогиба. В сб. «Геол. строение и нефтегазоносность зап. и южн. обл. Украины». Изд. АН УССР.
- Венглинский И. В. 1961а. Стратиграфічне значення глобігеринід для міоценових відкладів Закарпаття. Доп. АН УРСР, № 7.
- Венглинский И. В. 1961б. Новые находки представителей фораминифер из рода *Vulvulina*. Геол. сб. Львов. геол. обл., № 7—8.
- Венглинский И. В. 1961в. О сарматских песчаных фораминиферах Закарпаття. Палеонтол. сб. Львов. геол. общ. при Львов. гос. ун-те, № 1.
- Венглинский И. В. 1962. Біостратиграфія міоцену Закарпаття за фауною фораминифер. Изд. АН УРСР.
- Венглинский И. В., Китьк В. И. 1960. До питання про межі поширення та стратиграфічне положення соленосної формації у Радянському Закарпатті. Геол. журн. АН УРСР, т. 20, № 6.
- Венглинский И. В., Бурындина Л. В., Бурова М. И. и др. 1964. Нові дані до біостратиграфії неогенових відкладів Чоп-Мукачівської западини. Доп. АН УРСР, № 1.
- Власова Т. В. 1948. Венгрия. Физико-географическое описание. ОГИЗ. Географиз.
- Волошина А. М. 1956. О наличии верхнемеловых отложений в разрезе скважин в Предкарпатском прогибе. Геол. сб. Львов. геол. обл., № 2—3.
- Вульчин Е. И. 1949. До Мінералогії Бергівського району Закарпатської області. Наук. роботи студ. Львів. держ. унів., геол. фак., вип. 2.
- Вульчин Е. И. 1963. Нові дані про туфити у відкладах менілітової серії Предкарпатського прогину. Доп. АН УРСР, № 2.
- Вульчин Е. И., Гофштейн И. Д., Круглов С. С. 1963. Новые находки гранитоидов во флише и молассах Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, вып. III.
- Выржиковский Р. Р. 1929. Підземне живлення річок Подільської Наддністрянщини. Вісті науч. дослїдн. Ін-та водяного господарства України, т. III.
- Выржиковский Р. Р. 1936. Новейшие движения земной коры на Украине. Пробл. сов. геологии, т. VI, № 5.
- Высоцкий Б. П. 1961а. К геоморфологии бассейна рр. Теремли и Рики (Закарпатье). Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1.
- Высоцкий Б. П. 1961б. О некоторых явлениях деформаций, размыва и сутурных швах в эоцене Восточных Карпат. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 7—8.
- Высоцкий И. В. 1959. Основы геологического строения и нефтеносности южной части Предкарпатской впадины. Сб. «Вопросы поиска, разв. и добычи нефти и газа на территории УССР». Гостоптехиздат.
- Высоцкий И. В. 1960. О Буковинском поперечном поднятии в Восточных Карпатах. Изв. Высш. учебн. заведен. Геол. и разведка, № 3.
- Высоцкий И. В. 1962. Нефтегазоносные бассейны Карпато-Балканской складчатой системы. Матер. V съезда Карп. Балк. геол. ассоц. Изд. АН УССР.
- Высоцкий И. В. 1963. Про вік кристалічного фундаменту Карпат. Доп. АН УРСР, № 4.
- Высоцкий И. В., Глушко В. В., Пэтруц И. 1963. Миоцен предгорного прогиба Восточных Карпат. Сов. геология, № 9.
- Вялов О. С. 1948. Краткий очерк общего характера флиша Карпат и его особенностей. Тр. Львов. геол. общ., сер. геол., вып. 1, Львов.
- Вялов О. С. 1949. Структура Карпат и Закарпатской области УССР. Тр. научн.-геол. совещан. по нефти, озокериту и горючим газам Украинской ССР. Изд. АН УССР.
- Вялов О. С. 1950. Час утворення флішевого трога Карпат и характер порід його фундаменту. Доп. АН УРСР, № 6.
- Вялов О. С. 1951а. Схема деления миоцена Предкарпатья. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 78, № 5.
- Вялов О. С. 1951б. Схема стратиграфии северного склона Карпат. Докл. АН СССР, нов. сер., т. LXXVII, № 4.
- Вялов О. С. 1951в. Замечания о палеогеновом флише Борислава. Докл. АН СССР, т. 77, № 3.

- Вялов С. С. 1952. Про «накладені мульди» в Карпатах. Геол. журн. АН УРСР, т. XII, вип. 3.
- Вялов О. С. 1953а. Краткий очерк истории развития Восточных Карпат и сопредельных областей. Тр. Львов. геол. общ. при ЛГУ, геол. сер., вып. 3.
- Вялов О. С. 1953б. Общее структурное подразделение Западных областей УССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Вялов О. С. 1955а. К геологии фундамента Предкарпатского передового прогиба. Уч. зап. Львов. гос. ун-та, т. XXXV, сер. геол., вып. 8, Львов.
- Вялов О. С. 1955б. Короткий огляд фацій і умов утворення осадків у західних областях УРСР. Наук. зап. Природознав. музею Львів. філ. АН УРСР, т. 4, Київ.
- Вялов О. С. 1956а. Критический обзор некоторых новых работ по Карпатам и Предкарпатья. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 2—3. Львов.
- Вялов О. С. 1956б. К стратиграфии миоцена Закарпатья. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 2—3.
- Вялов О. С. 1957. Деякі питання сейсмотектоніки Східних Карпат і прилеглих областей. Геол. журн. АН УРСР, т. XVII, вип. 2.
- Вялов О. С. 1958. Ознаки вулканічної діяльності у флішових та моласових товщах північного схилу Карпат і Предкарпаття. Питання геології (Львів. держ. унів. ім. Франка), вип. 9.
- Вялов О. С. 1959а. Про вік зелених філітів у гальці моласових конгломератів Прикарпаття. Геол. журн. АН УРСР, т. XIX, вип. 6.
- Вялов О. С. 1959б. До питання про зміну схеми стратиграфії міоцену Закарпаття. Доп. АН УРСР, № 9.
- Вялов О. С. 1959в. Еволюція поглядів за роки Радянської влади на тектоніку Східних Карпат. Матеріали до вивчення геології та корис. копал. зах. обл. УРСР. Праці Інст. геол. корисн. копалин АН УРСР, № 1.
- Вялов О. С. 1959г. Некоторые вопросы стратиграфии миоцена Закарпатского прогиба. «Геология нефти и газа», № 8.
- Вялов О. С. 1959д. Неогеновые отложения зап. областей УССР. Тр. совещ. по разраб. унифици. стратиграф. шкалы третичных отложений Крымско-Кавказск. обл. Изд. АН Азерб. ССР.
- Вялов О. С. 1960а. Короткий нарис з будови Карпат. Праці Інст. геол. корисних копалин, т. II. Матеріали з геології західних обл. УРСР.
- Вялов О. С. 1960б. Краткий очерк тектоники Восточных Советских Карпат. (Докл. на IV съезде Карпато-Балканской ассоциации Киев-Львов, сентябрь 1958). Матер. Карп.-Балк. геол. ассоциации, № 1.
- Вялов О. С. 1963а. Деякі дані про геологію басейну р. Уж. (Закарпаття). Доп. АН УРСР, № 7.
- Вялов О. С. 1963б. До питання класифікації слідів життєдіяльності організмів і тектурних знаків у моласових і флішевих товщах. Геол. журн. АН УРСР, т. XXIII, вип. 1.
- Вялов О. С., Ладыженский Н. Р., Ткачук Л. Г. 1951. Туфовый горизонт в менилитовой серии Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. 79, № 1.
- Вялов О. С., Флеров К. К. 1952. Ископаемые следы наземных позвоночных животных в третичных отложениях Предкарпатья. БМОИП, отд. геол., т. 27, вып. 5.
- Вялов О. С., Флеров К. К. 1953. Новые находки следов позвоночных животных в добровотских слоях Предкарпатья. Докл. АН СССР, т. 90, № 3.
- Вялов О. С., Дикенштейн Г. Х., Обут А. М. 1953. О новой находке граптолитов в подольском силуре. Тр. Львов. геол. общ., сер. палеонт., вып. 2.
- Вялов О. С., Ткачук Л. Г. 1953. Про виходи древніх порід в околицях Ізмаїла. Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 4.
- Вялов О. С., Флеров К. К. 1954. Новые находки ископаемых следов позвоночных животных в миоцене Предкарпатья (автореферат доклада). БМОИП, отд. геол., т. XXIX, вып. 2.
- Вялов О. С., Гринберг И. В., Клушин В. И. и др. 1954. Проблема промышленной нефтеносности и газоносности Западных областей УССР. Т. I и II, ч. I — Стратиграфия и ч. II — Тектоника. Ин-т геол. пол. иск. Изд. АН УССР.
- Вялов О. С., Пастернак С. И. 1956. Новые находки иноцерамов в закарпатском флише. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 2—3. Львов.
- Вялов О. С., Венглинский И. В. и др. 1956. Геологический музей Львовского государственного университета им. Ив. Франко (краткий путеводитель). Изд. Львов. гос. ун-та, Львов.
- Вялов О. С., Иванова Л. В. 1957. О возрасте пород в битковском тектоническом окне в Карпатах. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 4.
- Вялов О. С., Кульчицкий Я. О., Славин В. И. 1959. Стратиграфия советской части Карпат. Бюлл. съезда Карп.-Балк. ассоц., № 1.
- Вялов О. С., Дабагян Н. В., Кульчицкий Я. О. 1960. О границе между мелом и палеогеном в Восточных Карпатах. Сб. «Граница меловых и третичных отложений». Изв. АН СССР.

- Вялов О. С., Линецкая Л. В. 1960. Об ископаемых инфузориях из мезозоя Карпат. Докл. АН СССР, т. 131, № 6.
- Вялов О. С., Глушко В. В., Кульчицкий Я. О. и др. 1960. Стратиграфия Восточных Советских Карпат. Матер. Карп.-Балк. геол. ассоц., вып. 3. Изд. АН УССР.
- Вялов О. С., Венглинский И. В., Утробин В. М. 1961. До питання про розчленування і нафтогазоносність розрізу свердловини № 1 на площі Закарпатської. Праці Інст. геол. корисних копалин АН УРСР, т. 3.
- Вялов О. С., Пишванова Л. С., Петрашкевич М. И. и др. 1961. Схема стратиграфії міоцену Закарпаття. Доп. АН УРСР, № 10.
- Вялов О. С., Пишванова Л. С., Петрашкевич М. И. и др. 1962. Схема стратиграфии миоцена Закарпаття. БМОИП, отд. геол., т. XXXVII, вып. 5.
- Вялов О. С., Дабагян Н. В., Кульчицкий Я. О. и др. 1962. К стратиграфии карпатского флиша. Матер. V съезда Карп.-Балк. геол. ассоц. Изд. АН УССР.
- Вялов О. С., Глушко В. В., Гришкевич Г. Н. и др. 1962. Стратиграфия неогена Предкарпатского и Закарпатского прогибов. Матер. V съезда Карп.-Балк. геол. ассоц. Изд. АН УССР.
- Вялов О. С., Дабагян Н. В., Кульчицкий Я. О. 1962. Нові дані про вік шипотської та яловецької свит Східних Карпат. Доп. АН УРСР, № 7.
- Вялов О. С., Дабагян Н. В., Кульчицкий Я. О. 1962. Верхня крейда Пенінської і Мармарошської зон Східних Карпат. Доп. АН УРСР, № 6.
- Вялов О. С., Дабагян Н. В., Кульчицкий Я. О. 1962. Новые данные о возрасте шипотской и дусинской свит Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. 142, № 4.
- Вялов О. С., Даниш В. В., Коцюбинский С. П. и др. 1963. Про крейдові відклади західної частини Східних Карпат. Доп. АН УРСР, № 8.
- Вялов О. С., Дабагян Н. В., Витрик С. П. и др. 1963. Глибока свердловина «Свалява 1» в Пенінській (Утьосовій) зоні Карпат. Доп. АН УРСР, № 5.
- Вялов О. С., Дабагян Н. В., Мятлюк О. В. 1963. Про вік глобегеринового (шешорського) горизонту карпатського флішу. Доп. АН УРСР, № 10.
- Вялов О. С., Буров В. С., Муравецкий В. Н. 1963. О характере фундамента западной части Закарпатского прогиба. Докл. АН УССР, т. 150, № 4.
- Галицкий Б. 1932. Современное состояние наших знаний о четвертичном периоде в Польше. Тр. II Междунар. конф. по изучен. четвертичн. периода Европы, вып. 1, Л.—М.
- Герасимов И. П., Марков К. К. 1939а. Ледниковый период на территории СССР. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 33.
- Герасимов И. П., Марков К. К. 1939б. Четвертичная геология (палеогеография четвертичного периода). Учпедгиз.
- Герасимов И. П., Филиппов Ю. В. 1958. Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины Европейской части СССР. Тр. ЦНИИГАиК, вып. 123.
- Геренчук К. И. 1947. О речных перехватах в Прикарпатье. Изв. Всес. геогр. общ., т. 79, вып. 3.
- Геренчук К. И. 1949. Подольские толтры (геоморфологический очерк). Изв. Всес. геогр. общ., т. 81, вып. 5.
- Геренчук К. И. 1950а. Геоморфология Подолии. Уч. зап. Чернов. гос. ун-та, т. VIII, сер. геол.-геогр. наук, вып. 2.
- Геренчук К. И. 1950б. Об асимметрии речных долин Подольского плато. Изв. Всес. геогр. общ., т. 82, вып. 1.
- Геренчук К. И. 1950в. Опыт тектонической интерпретации общего орогидрографического плана Русской равнины. Уч. зап. Чернов. гос. ун-та, т. VIII, сер. геол.-геогр. наук, вып. 2.
- Геренчук К. И. 1953. Оротектоника Украинской ССР. Уч. зап. Чернов. гос. ун-та, т. X, сер. геол.-геогр. наук, вып. 3.
- Геренчук К. И. 1955. Опыт типологической классификации ландшафтов Советских Карпат. Довов. та повід. Львів. держ. унів., вип. VI, ч. 2, Львів.
- Геренчук К. И. 1956а. Опыт геоморфологического анализа тектоники Прикарпатя. Изв. Всес. геогр. общ., т. 88, вып. 1.
- Геренчук К. И. 1956б. Природные условия предгорных районов Черновицкой области. Наук. зап. Львів. держ. унів., т. XXXIX, геогр. сб., вип. 3.
- Геренчук К. И., Кучинский П. А. 1953. Природный ландшафт Прикарпатя и пути его преобразования. Уч. зап. Чернов. гос. ун-та, т. X, сер. геол.-геогр. наук, вып. 3.
- Глушко В. В. 1954. К вопросу о стратиграфическом положении радычских и добромильских конгломератов. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 1.
- Глушко В. В. 1956. Очерк геологической истории Предкарпатского краевого прогиба. Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та галургии, вып. 32.

- Глушко В. В. 1957. О свите слободских конгломератов Предкарпатья. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 4.
- Глушко В. В. 1958. Основные черты тектоники Предкарпатского прогиба и прилегающей части Русской платформы. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 5—6.
- Глушко В. В. 1959. Основные черты тектоники Украинских и Румынских Карпат и Предкарпатья. В сб. «Вопр. поисков, разведки и добычи нефти и газа на территории УССР». Гостоптехиздат.
- Глушко В. В., Пишванова Л. С. 1954. О стратиграфии нижнетортонских отложений Предкарпатского краевого прогиба. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 1.
- Глушко В. В., Сандлер Я. М. 1957. Западные области Украины. Основные черты геологического строения. Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения), т. 2. Гостоптехиздат.
- Глушко В. В., Сандлер Я. М. 1959. Итоги опорного бурения на территории Западных областей Украины. Сб. «Геол. строен. и нефтегазон. зап. и южн. обл. Украины». Изд. АН УССР.
- Глушко В. В., Клиточенко И. Ф., Попов В. С. и др. 1960. Тектоника Украины. В сб. «Структура земной коры и деформация горных пород». Изд. АН СССР.
- Глушко В. В., Пишванова Л. С. 1961. Тортон в Добромильских Карпатах. Доп. АН УРСР, № 11.
- Глушко В. В., Буров В. С., Думанский С. Г. и др. 1963. Тектоника, история развития и условия формирования нефтяных и газовых месторождений Предкарпатского прогиба. Тр. Укр. НИГРИ, вып. IV. М.
- Голев Б. Т. 1953. О *Paleodictyon* из флиша Закарпатья. Тр. Львов. геол. общ., сер. палеонт., вып. 2.
- Голев Б. Т. 1954. Стратиграфия палеогена северного склона Карпат по фауне нуммулитов. Автореф. канд. дисс. Львов. гос. ун-т, геол. ф-т.
- Голев Б. Т. 1957а. Новая находка нижнеоценовых нуммулитов на северном склоне Карпат. ДАН СССР, т. 113, № 6.
- Голев Б. Т. 1957б. О стратиграфическом значении *Nummulites globulus* Le ут. в Восточных Карпатах и распределение его генераций. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 4.
- Голев Б. Т. 1958. До палеогеографії еоцену Скибової зони Карпат та Бориславської підзони Предкарпатського прогину. Пит. геології (Львів. держ. унів. ім. Ів. Франка), вип. 9.
- Голубков И. А. 1951. К вопросу о палеогеографии и особенностях флиша северо-восточного склона Советских Карпат. Геол. сб. I (IV) НИТО при ВНИГРИ. Л.—М.
- Голубков И. А. 1953. Схема стратиграфии северо-восточного склона Советских Карпат. Геол. сб. II (V) НИТО при ВНИГРИ. Л.—М.
- Голубков И. А., Мятлюк Е. В. 1949. К вопросу о «полянических» слоях Восточных Карпат. Докл. АН СССР, нов. сер., т. LXVI, № 1.
- Голубков И. А., Мятлюк Е. В. 1951. К вопросу о «полянических» отложениях Советских Карпат. Геол. сб. I (IV) НИТО при ВНИГРИ. Л.—М.
- Голубков И. А., Корнеева В. Г. 1953. К стратиграфии нижнего миоцена Предкарпатского краевого прогиба. Докл. АН СССР, нов. сер., т. XCIII, № 3.
- Голубков И. А., Пишванова Л. С. 1954. К вопросу о стратиграфическом положении калушских слоев Предкарпатья. Докл. АН СССР, нов. сер., т. XCIV, № 4.
- Горбач Л. П. 1956а. Ихтиофауна и условия образования отложений менилитовой серии Карпат. Автореф. канд. дисс. Львов. гос. ун-т, геол. ф-т.
- Горбач Л. П. 1956б. О находках крабов в менилитовых сланцах Восточных Карпат. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 2—3. Львов.
- Горбач Л. П. 1961. Ископаемые рыбы верхнего горизонта нижнеменилитовой свиты на р. Чечве в Восточных Карпатах. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 7—8.
- Горецкий В. А. 1947. Фауна неогену Закарпаття. Допов. та повід. Львів. держ. унів., вип. 1, Львів.
- Горецкий В. А. 1948а. К изучению неогеновой фауны Закарпатской области УССР. Тр. Львов. геол. общ., сер. геол., вып. 1. Львов.
- Горецкий В. А. 1948б. О миоценовых моллюсках окрестностей с. Калины Закарпатской области. Тр. Львов. геол. общ., сер. палеонт., вып. 1. Львов.
- Горецкий В. А. 1948в. Сарматские моллюски из скважин с. Березинки Закарпатской области. Тр. Львов. геол. общ., сер. палеонт., вып. 1. Львов.
- Горецкий В. А. 1953. Успехи изучения неогеновой фауны Закарпатья. Тр. Львов. геол. общ., сер. палеонт., вып. 2.
- Горецкий В. А., Петрашкевич М. И., Гуридов А. И. и др. 1958. К стратиграфии нижнего миоцена Солотвинской впадины Закарпатья. Научн. докл. высш. школы. Геол.-геогр. науки, № 2.

- Горкун О. П. 1953. К стратиграфии верхневоротыщенской свиты северо-запада Украинской части Предкарпатского прогиба. Докл. АН СССР, нов. сер., т. ХСІ, № 1.
- Горшков Г. П. 1949. Землетрясения на территории Советского Союза. Географиз.
- Гофштейн И. Д. 1947. К вопросу о происхождении иероглифов флиша. Матер. по геол. и гидр. Укр. геол. упр. за 1946 г. Сб. № 4, Киев.
- Гофштейн И. Д. 1949. Существует ли Магурско-Черногорский покров? Тр. Карпат. научн.-иссл. ин-та Министерства геологии, вып. 1.
- Гофштейн И. Д. 1952. Схема тектоники Бессарабии. БМОИП, отд. геол., т. 27, вып. 6.
- Гофштейн И. Д. 1953. О чешуе *Meletta* из черных сланцев Закарпатья. Тр. Львов. геол. общ., сер. палеонт., вып. 2.
- Гофштейн И. Д. 1954. К стратиграфии мезозоя Чивчинских и Северо-Буковинских Карпат. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 1.
- Гофштейн И. Д. 1956. Палеонтологическая изученность юрских отложений Карпат. Геол. сборник Львов. геол. общ., № 2—3.
- Гофштейн И. Д. 1957а. К вопросу о каледонском обрамлении Русской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Гофштейн И. Д. 1957б. О некоторых неотектонических явлениях в Приднестровье. Тез. докл. Всес. межвед. совещ. по изучен. четв. периода. Москва.
- Гофштейн И. Д. 1957в. К тектонике юрских отложений района Свалявы в Закарпатье. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 4.
- Гофштейн И. Д. 1959. О размахе новейших тектонических движений в Приднестровье. Докл. АН СССР, т. 126, № 1.
- Гофштейн И. Д. 1960. О террасах Днестра и новейших движениях в Приднестровье. Бюлл. ком. по изуч. четв. периода, № 25.
- Гофштейн И. Д. 1961а. До питання про будову складчастого фундаменту між Російською платформою и Карпатами. Праці Інст. геол. корисн. копал. АН УРСР, № 3.
- Гофштейн И. Д. 1961б. Про фази складчастості в Карпатах. Геол. журн. АН УРСР, № 5.
- Гофштейн И. Д. 1962а. Геологічна будова Полонини Рівної. Доп. АН УРСР, № 5.
- Гофштейн И. Д. 1962б. Неотектоніка и морфогенез Верхнього Придністровія. Изд. АН УССР.
- Гофштейн И. Д. 1963а. Сейсмотектоника Закарпатья. Докл. АН СССР, т. 148, № 3.
- Гофштейн И. Д. 1963б. Тектонічне положення височини Бердо (Північна Буковина). Геол. журн. АН УРСР, т. 23, вип. 5.
- Гофштейн И. Д. 1964а. Про максимальну силу карпатських землетрусів. (Деякі зауваження з приводу статті С. В. Евсеева «Нарис сейсмічності Закарпаття»). Геол. журн. АН УРСР, т. XXIV, вип. 1.
- Гофштейн И. Д. 1964б. Неотектоника Карпат. Изд. АН УССР.
- Гофштейн И. Д., Костюк В. П. 1960. Новые данные о составе пистыньских конгломератов (Карпаты). Докл. АН СССР, т. 132, № 1.
- Гофштейн И. Д., Пишванова Л. С. 1961. До історії Предкарпатського прогину в триаський час. Доп. АН УРСР, № 8.
- Гришкевич Г. Н. 1956. Сарматские отложения Закарпатской области УССР. Геол. сб. Львов. геол. общ., 2—3.
- Гришкевич Г. Н., Невеская Л. А. 1958. О фауне глинистых фаций нижнего сармата Закарпатья и Прикарабугазья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Громов В. И. 1948. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 64, геол. сер. (№ 17).
- Гроссгейм В. А. 1946. О значении и методике изучения иероглифов (на материале кавказского флиша). Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Гроссгейм В. А. 1963. Донные течения олигоценового бассейна Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. 151, № 2.
- Грузман А. Д., Максимов А. В., Рейфман Л. М. 1962. О нижней границе олигоцена в Восточных Карпатах. Докл. АН СССР, т. 145, № 5.
- Грузман А. Д., Максимов А. В. 1963. Новые данные о нижней границе олигоцена в Украинских Карпатах. Тр. Укр. НИГРИ, вып. III.
- Гуревич К. Я. 1956. К вопросу о стратиграфии третичных осадков Солотвинской впадины. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 2—3.
- Гуревич К. Я. 1960. Даниловская опорная скважина. Сб. «Опорные скважины СССР», I. Восточные и западные области УССР. ВНИГНИ, вып. 24.
- Гуржий Д. В., Рипун М. В. 1951. Міоценові вулканіти туфи Чернівецької і Станіславської областей. Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 3.

- Гуридов А. И. 1961. Брахиоподы из среднемиоценовых отложений Солотвинской впадины Закарпатья. Палеонт. сб. Львов. геол. общ., № 1.
- Гуридов А. И. 1963. Некоторые данные о пектенидах Закарпатского миоцена и их стратиграфическое значение. Тр. Укр. НИГРИ, вып. III.
- Дабаян Н. В. 1959. Фораминиферы верхнеоценовых отложений Раховско-Пенинской зоны Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, вып. I.
- Дабаян Н. В. 1961. Фораминиферы из олигоценовых отложений окрестности с. Ужка (р. Уж) в Восточных Карпатах. Палеонт. сб. Львов. геол. общ. при Львов. ун-те, № 1.
- Дабаян Н. В. 1963а. Некоторые сенонанские планктонные фораминиферы из Утесовой зоны Восточных Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, вып. VI.
- Дабаян Н. В. 1963б. К стратиграфии меловых отложений Мармарошской и Утесовой зон. Тр. Укр. НИГРИ, вып. III.
- Дабаян Н. В., Мятлюк Е. В., Пишванова Л. С. 1956. Новые данные по стратиграфии третичных отложений Закарпатья на основании изучения фауны фораминифер. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 2—3.
- Дабаян Н. В., Жилковский Н. И., Круглов С. С. и др. 1963. Литология и стратиграфия меловых и палеогеновых отложений юго-восточной части Внутренних Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, вып. IV.
- Дабаян Н. В., Смирнов С. Е. 1963. Нові дані про вік відкладів басейну р. Боржави (Закарпаття). Доп. АН УРСР, № 4.
- Дабаян Н. В., Жилковский Н. И., Круглов С. С. 1963. Микрофауна и стратиграфическое положение шипотской и яловецкой свит Восточных Карпат. «Геология и нефтегазоносность территории УССР». Тр. Укр. НИГРИ, вып. V.
- Данильченко П. Г. 1950. Род *Palaeogadus* и его развитие. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. XXV.
- Данильченко П. Г., Рождественский А. К. 1949. Находки рыб в мелниловой свите Восточного Предкарпатья. Природа, № 8.
- Дзядик И. М. 1949. До літології третинних порід Івано-Франківського та Яворівського районів Львівської області. Наук. роботи студ. Львів. держ. унів., геолог. фак., вип. 2.
- Диброва А. Т. 1958. Географія Української РСР. Вид. «Радянська школа».
- Дикенштейн Г. X. 1953. Успехи изучения палеозойских отложений западных областей УССР за 10 лет (1939—1949). Тр. Львов. геол. общ., серия палеонт., вып. 2.
- Дмитриев Н. И. 1951. К истории вопроса о количестве оледенений на территории УССР. Бюлл. комиссии по изуч. четверт. периода, № 16. Изд. АН СССР.
- Дмитриев Н. И. 1952. К палеогеографии УССР в эпоху максимального (днепровского) оледенения и в последнюю межледниковую эпоху. Матер. по четвертич. периоду СССР, вып. 3. Изд. АН СССР.
- Дмитриев Р. С., Сандлер Я. М., Сень А. П. О келловей-оксфордских отложениях западных областей УССР. Тр. Укр. НИГРИ, вып. V.
- Добрынин Б. Ф. 1948а. Физическая география СССР. Европейская часть и Кавказ. Учпедгиз.
- Добрынин Б. Ф. 1948б. Физическая география Западной Европы. Учпедгиз.
- Доленко Г. Н. 1957. О закономерностях в распределении структур Внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 4.
- Доленко Г. Н. 1959. Вопросы геологической истории Западных Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, вып. II.
- Доленко Г. Н. 1961. О зонах нефтегазонакопления в Предкарпатском прогибе. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 7—8.
- Донченко К. Б. 1963. К стратиграфии отложений воротыщенской серии Предкарпатского миоцена в междуречье Тысьменицы и Сукели. Тр. Укр. НИГРИ, вып. VI.
- Дулуб В. Г., Дмитриева Р. С. 1963. Микро- и макрофауна юрских отложений юго-западной окраины Русской платформы и Предкарпатского прогиба. Тр. Укр. НИГРИ, вып. IV. М.
- Думанский С. Г. 1963. К вопросу о геологическом строении Предкарпатского прогиба района Моршин—Калуш. Тр. Укр. НИГРИ, вып. V.
- Евсеев С. В. 1954а. К вопросу об определении элементов близкого землетрясения. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 22 (149). М.
- Евсеев С. В. 1954б. До питання про сейсмічність УРСР. Геол. журн. АН УРСР, т. 14, вип. 4.
- Евсеев С. В. 1958. Землетрус 20 лютого 1951 р., та будова земної кори в районі Закарпаття. Геол. журн. АН УРСР, т. XVIII, вип. 4.
- Евсеев С. В. 1959. До питання про повторюваність землетрусів у районі Вранча. Каталог карпатських землетрусів, № 3/6 1957 р. Вид. АН УРСР.
- Евсеев С. В. 1960. Деякі зауваження про сейсмічність Східних Карпат. Геол. журн. АН УРСР, т. XX, вип. 2.
- Евсеев С. В. 1961. Землетрясения Украины. (Каталог землетрясений Украины с 1000 по 1940 гг.). Изд. АН СССР.

- Евсеев С. В. 1963. Очерк сейсмичности Закарпатья. Геол. журн. АН УРСР, т. XXIII, вып. 3.
- Евсеев С. В., Ливицкая А. Я., Сагалова Е. А. 1961. Карпатская зона. В монографии «Землетрясения СССР» под ред. Е. Ф. Саваренского. Изд. АН СССР.
- Ермаков Н. П. 1948а. К стратиграфии неогеновых отложений Советского Закарпатья. Тр. Львов. геол. общ., сер. геол., вып. 1. Львов.
- Ермаков Н. П. 1948б. Схема морфологического деления и вопросы геоморфогенеза Советских Карпат. Тр. Львов. геол. общ., сер. геол., вып. 1. Львов.
- Жиженко Б. П. 1952. Миоценовые отложения Черновицкого района. БМОИП, отд. геол., т. 27, вып. 2.
- Жиженко Б. П. 1953а. Материалы к разработке унифицированной схемы деления кайнозойских отложений юга Европейской части СССР и Северного Кавказа. Вопрос. геол. и геох. нефти и газа (Европейская часть СССР). Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та природных газов (ВНИИГАЗ). Гостоптехиздат.
- Жиженко Б. П. 1953б. Ретенцидае миоцена Черновицкого района. Вопросы геологии и геохимии нефти и газа (Европейская часть СССР). Тр. Всес. науч.-исслед. ин-та природных газов (ВНИИГАЗ). М.—Л.
- Жиловский Н. И. 1963. Нові знахідки іноцерамів і форамініфер у чорному фліші Внутрішніх Карпат та зауваження до його стратиграфії. Геол. журн. АН УРСР, т. XXIII, вып. 6.
- Жуков М. М. 1947. Геологическая изученность и минеральные ресурсы Закарпатской Украины. Сов. геология, № 23.
- Жуков М. М. 1961. Неотектонические поперечные преобразования Советских Карпат. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
- Зайцева В. Н. 1948. Плиоценовая фауна окрестностей с. Изы Закарпатской области. Научн. работы студ. Львов. гос. ун-та. Сб. вып. 1. Львов.
- Зайцева В. Н., Новодережкин И. А., Расточинский С. В. 1963. Металлогения неогенового вулканизма Закарпатья. Тез. докладов совещ. «Рудоносн. вулканоген. формации». М.
- Залесский Ю. М. 1949. Новый третичный муравей. Сов. геология, № 40.
- Залесский Ю. М. 1961. Редкие формы сохранности палеонтологических остатков насекомых из миоцена Закарпатья и др. мест. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 7—8.
- Заморий П. К. 1948. Епейрогеннічі рухи земної кори за четвертинного періоду на території МРСР та Ізмаїльської області УРСР. Геол. журн. АН УРСР. т. IX, вып. 1—2.
- Заморий П. К. 1950. Неотектоника УССР. Материалы по четвертич. периоду. вып. 2. Изд. АН СССР.
- Зенкович В. П. 1946. Процесс продольного донного перемещения морских наносов. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 53, № 5.
- Зильбер Г. А. 1953. К палеогеографии территории Львовской области (предварительное сообщение). Долов. та повід. Львів. держ. унів., вып. 4, ч. 2.
- Зильбер Г. А. 1954. Опыт характеристики Опольского естественно-исторического района Львовской области. Уч. зап. Львов. гос. ун-та, т. XXVIII, геогр. сб., вып. 2.
- Зильбер Г. А. 1956. Краткий физико-географический очерк Малого Полесья. Наук. зап. Львів. держ. унів., т. XXXIX, геогр. зб., вып. 3.
- Золотухин В. В. 1959. О кислых экстрюзиях района г. Виноградова — села Рокосова Закарпатской области. Сов. геология, № 7.
- Иванов А. К. 1961. О мелкой складчатости и ее роли в образовании нефтяных залежей юго-восточной части Советских Карпат. «Новости нефт. и газ. техн.», серия геол., № 5.
- Иванов Б. Н. 1948. Применение морфометрического анализа к геоморфологическому районированию Буковины. Тр. II Всес. геогр. съезда, т. II. ОГИЗ. Географгиз.
- Иванов Б. Н. 1950. Следы оледенения Украинских Карпат. Уч. зап. Чернов. гос. ун-та, т. VIII, сер. геол.-геогр. наук, вып. 2.
- Иванова Г. Н. 1955. Ассоциации минералов и терригенно-минералогические провинции кроссических отложений центральной Карпатской синклиналиной зоны. Научн. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. XXVIII, сер. нефт., № 5, Львов.
- Иванова И. К. 1960. Геология мустьерского поселения Молодова I (Байлова Рипа) в среднем Приднестровье. Бюлл. Комис. по изуч. четвертинч. периода, № 24.
- Иванова Л. В. 1956. К характеристике фораминифер поляничкой серии и нижневоротыщенской свиты Предкарпатья. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 2—3.
- Ильинский А. П. 1945. Растительность Советских Карпат. БМОИП, отд. биол., т. 50, вып. 3—4.
- Ильинская И. А. 1960. Неогеновые флоры Закарпатской области УССР. Сб. «Флора и фауна Карпат». Изд. АН СССР.
- Ильинская И. А. 1962. Тортонская флора Свшовнице и плиоценовые флоры Закарпатья. Палеонт. журн., № 3.

- Казаков Л. Р. 1963. Петрографічні особливості плагіогранітів у Чивчинських горах на Карпатах. Геол. журн. АН УРСР, т. XXIII, вип. 4.
- Калугин П. И. 1956. Развитие карпатского флишевого бассейна в меловом периоде. Тр. совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР. Изд. АН Азерб. ССР.
- Калюжная К. М. 1950. К минералогии метаморфических сланцев Тячевского района и ориентировка оптической индикатрисы хлоритоида. Минер. сб. Львов. геол. общ. при Львов. гос. ун-те, № 4.
- Калюжный В. А. 1950. К минералогии основных эффузивов Тячевского района. Минер. сб. Львовск. геол. общ. при Львовск. гос. ун-те, № 4.
- Калюжный В. А., Кудрин Л. Н. 1954. О габбровых породах Раховского массива. Докл. АН СССР, т. 94, № 6.
- Каманин Л. Г., Эберзин А. Г. 1952. К вопросу о возрасте террас Днестра. Мат. по геоморфол. и палеогеографии СССР, вып. 6. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 51.
- Каманин Л. Г., Иванова Г. А. 1954. К геоморфологии предгорной полосы Юго-Западного Закарпатья. Матер. по геоморфологии и палеогеографии СССР, № 12. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 62.
- Каптаренко-Черноусова О. К., Пермяков В. В. 1962. Основні риси геотектонічного режиму території Української і Молдавської РСР в нижньокрейдовий час. Геол. журн. АН УРСР, т. XXII, вип. 1.
- Карлов Н. Н. 1951. Трахиандезитовый вулканический пепел из послетретичных отложений Южной Молдавии. Природа, № 4.
- Качарова И. 1961. Датский ярус и палеоцен Кавказа, Балкан и Карпат. Ежегодник Венг. геол. ин-та, 49, № 3.
- Клиточенко И. Ф., Манвелова К. К. 1955. Нові дані про Бориславську глибинну структуру. Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 1.
- Клиточенко И. Ф., Утробин В. Н. 1955. Геологическое строение и нефтегазоносность Закарпатского внутреннего прогиба. Проблема промышленной нефтеносности и газосносности Зап. обл. УССР, т. III. Изд. АН УССР.
- Ковалевский С. А. 1949. Перспективы нефтеносности и газосносности Буковины и задачи геологических исследований. Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд. АН УССР.
- Койнов М. М. 1951. Некоторые вопросы физико-географического районирования Прикарпатья. Уч. зап. Львов. гос. ун-та, т. XVIII, геогр. сб., вып. 1. Львов.
- Койнов М. М. 1954. Опыт физико-географического районирования Станиславской области. Уч. зап. Львов. гос. ун-та, т. XXVIII, геогр. сб., вып. 2.
- Койнов М. М. 1956. Опыт физико-географической характеристики полонин Карпатских районов Станиславской области. Наук. зап. Львів. держ. унів., т. XXXIX, геогр. зб., вип. 3.
- Кокшинская Б. З. 1946. Стратиграфия крейдового флишу Карпат. Наук. зап. Львів. держ. унів., сер. геол., т. 2, вип. 3.
- Колядный С. Н. 1951. Новые данные о фациальных особенностях добротовских слюев Предкарпатья. Геол. сб., № 1 (IV) НИТО при ВНИГРИ. Л.—М.
- Колтун В. И. 1959. Літологія стебницьких відкладів північно-західної частини Радянського Предкарпаття. Ін-т геол. корисн. копалин АН УРСР.
- Корневский С. М. 1952. Некоторые замечания о предкарпатском миоцене в связи со статьями Ф. С. Пугря и А. Е. Михайлова. БМОИП, т. XXVII, вып. 4, М.
- Корневский С. М. 1953. Геологические условия формирования неогеновых соляных залежей предгорий Карпат. Докл. АН СССР, т. 88, № 6.
- Корневский С. М. 1954а. Миоценовые вулканические туфы Предкарпатья. Материалы по петрографии районов соленакпления. Тр. Всес. науч.-иссл. ин-та галургии, вып. XXIX. Л.
- Корневский С. М. 1954б. О структурных особенностях сингенетических и диагенетических измененных отложений галита и сильвина. Зап. Всес. минерал. общ., 2 сер., ч. 83, вып. I. М.—Л.
- Корневский С. М. 1958. Основные черты соляной тектоники предгорий Карпат. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 5—6.
- Коржинский А. Ф., Маслякевич Я. В. 1963. Ломонтит и ассоциирующие с ним минералы из диорит-порфиритового интрузива района Вышково. Докл. АН СССР, т. 149, № 3.
- Корнеева В. Г. 1953. Некоторые замечания о геологическом строении Карпат. Геол. сб. НИТО при ВНИГРИ, № 2.
- Корнеева В. Г. 1955. К стратиграфии палеогена Советских Карпат. Геол. сб. III (IV) НИТО нефтяников при ВНИГРИ. Л.
- Корнеева В. Г. 1959. Геологическое строение и нефтеносность юго-западного Предкарпатья и прилегающей части Советских Карпат. Тр. Всесоюзн. нефт. науч.-иссл. геол. разв. ин-та, вып. 14.

- Коробков И. А. 1951. Моллюски среднего миоцена Мармарошской впадины Закарпаття. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 29, л.—М.
- Коробков И. А., Плешаков И. Б. 1948. Стратиграфия и фауна моллюсков неогеновых отложений Закарпатской области УССР. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 62, № 3.
- Костюк В. П. 1958. Минералогическая характеристика магматического граната в вулканитах Закарпаття. Минер. сб. Львов. геол. общ., № 12.
- Костюк В. П. 1959а. К вопросу о миоценовом (допаннонском) вулканизме Закарпаття. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Костюк В. П. 1959б. До питання про вік деяких габброїдних порід Закарпаття. Доп. АН УРСР, № 11.
- Костюк В. П. 1960. Нові дані з петрографії та геології вулканічних порід Закарпаття. Праці інст. корисн. копалин, т. II. Матеріали з геології західних обл. УРСР.
- Костюк В. П. 1961. Геолого-петрографический очерк магматизма Карпат. Изд. АН УССР.
- Костюк В. П. 1962. Очерк мезо-кайнозойской магматической деятельности в Советских Карпатах. «Вопросы вулканизма». Тр. Первого Всес. вулканолог. совещания. 23 сент.—2 окт. 1959 г. Ереван. Изд. АН СССР.
- Костюк В. П., Макарова Е., Шевченко Н. 1949. К петрографии изверженных пород района Березинского бурогольного месторождения. Научн. работы студ. Львов. гос. ун-та, геол. ф-т, вып. 2.
- Костюк В. П., Сасин Г. Г. 1958. Новые данные о возрасте гранатовых липарито-дацитов Советского Закарпаття. Докл. АН СССР, т. 118, № 2.
- Костюк В. П., Золотухин В. В. 1961. К вопросу о формировании гипабиссальных интрузий амфибол-пироксеновых андезитов Закарпаття. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 7—8.
- Костюк В. П., Родионов С. П., Ткачук Л. Г. 1962. Вулканизм Восточных Украинских Карпат и его особенности. Матер. V съезда Карп. Балк. геол. ассоц. Изд. АН УССР.
- Коцюбинский С. П. 1955. Иноцерамы из альб-сеноманских отложений Карпат. Научн. зап. музея Львов. фил. АН УССР, т. IV, Киев.
- Кривин А. Л. 1960. Особливості геологічної будови північнозахідної окраїни Мармарошського масиву. Геол. журн. АН УРСР, т. XX, вип. I.
- Кривин А. Л. 1961. Геологическое строение района Кобылецкой Поляны (Раховский массив) и Полянского месторождения фосфоритов. Геол. сб. Львов. геол. обл., № 7—8.
- Кривин А. Л., Маслов В. П. 1962. Новые данные по стратиграфии и водорослям верхнего мела — нижнего палеоцена Мармарошского массива. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.
- Кригер Н. И. 1951. О возрасте речных террас в Карпатах и Чешском массиве. Докл. АН СССР, т. 78, № 3.
- Кригер Н. И. 1953. Неогеновые абразионные террасы Придунайских стран. Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода, № 18. Изд. АН СССР.
- Криштафович Н. И. 1903. Гидрогеологическое описание территории г. Люблина и его окрестностей. Зап. Ново-Александрийского ин-та сел. хоз. и лесоводства, т. 15, вып. 3. Варшава.
- Крокос В. И. 1924. Лес і фосьяльні ґрунти південно-західної України. Докл. на IV міжнар. конф. ґрунтознавст. в Римі. Вісник сільськогосподарськ. наук., ч. 3—4. Харків.
- Круглов С. С. 1960. О природе мелких дислокаций в некоторых юрских утесах Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. 135, № 5.
- Круглов С. С. 1961а. Новые данные о меловом вулканизме Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. 140, № 1.
- Круглов С. С. 1961б. Крейдові вулканічні утворення р. Тростянца в Східних Карпатах. Доп. АН УРСР, № 10.
- Круглов С. С. 1961в. О нижнем пределе возраста раховской свиты флиша Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. 140, № 4.
- Круглов С. С. 1962. Гранитные гальки во флише Советских Карпат и их происхождение. Сов. геология, № 12.
- Круглов С. С. 1963. О происхождении известняков в меловом флише р. Лужанки (Закарпатье). Тр. Укр. НИГРИ, вып. VI.
- Круглов С. С., Полевая Н. И. 1962. Абсолютный возраст экзотических гранитов Советского Закарпаття. Информ. сб. Всес. научн. иссл. геол. ин-та, № 54.
- Круглов С. С., Смирнов С. Е. 1963а. О разрезе меловых отложений горы Соймул в Восточных Карпатах. Тр. Укр. НИГРИ, вып. VI.
- Круглов С. С., Смирнов С. Е. 1963б. О сочленении области развития мелового флиша с Мармарошским массивом и утесами в Советских Карпатах. Тр. Укр. НИГРИ, вып. VI.

- Круглякова Г. И. 1956. О влиянии акцессорных минералов на образование обратной полярности горных массивов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2.
- Круглякова Г. И. 1962. Магнитные аномалии Закарпатья и их геологическая интерпретация. «Геоматематизм и астрономия», т. 2, № 5.
- Ксенжеквич М., Самсонович Я. 1956. Очерк геологии Польши. Изд. иностр. литературы.
- Кудрин Л. Н. 1948. *Ostrea digitalina* Dub. из миоценовых отложений Закарпатья. Тр. Львов. геол. общ., сер. палеонт., вып. 1. Львов.
- Кудрин Л. Н. 1953а. К вопросу о генезисе сероводородных минеральных вод юго-западной окраины Русской платформы. Докл. АН СССР, нов. сер., т. ХСIII, № 5.
- Кудрин Л. Н. 1953б. К геологии и минералогии участка берега Днестра у с. Баламутовка в окрестностях пещеры с древними изображениями. Тр. Львов. геол. общ. при ЛГУ, геол. сер., вып. 3.
- Кудрин Л. Н. 1953в. Семейство устричных в Западных областях УССР и Закарпатья и их значение для стратиграфии. Тр. Львов. геол. общ. при ЛГУ, сер. палеонт., вып. 2.
- Кудрин Л. Н. 1953г. Некоторые соображения о генезисе и типе месторождений минеральных вод юго-западной окраины Русской платформы и переходной области к Предкарпатскому прогибу. Тр. Львов. геол. общ., сер. геол., вып. 3. Львов.
- Кудрин Л. Н. 1956. О синхронизации разрезов нягговской свиты Верхнетисенской впадины Закарпатской обл. Научн. зап. Львов. политехн. инст. вып. XLVI, сер. геологоразв., № 1.
- Кудрин Л. Н. 1959а. Фации и формации миоценовых отложений Западной Украины. Узбек. геол. журн., № 3.
- Кудрин Л. Н. 1959б. О тектонических особенностях северо-восточной части Верхнетисенской впадины (Закарпатье). Докл. АН СССР, т. 126, № 2.
- Кудрин Л. Н. 1961. О границе тортона и сармата в пределах территории Западной Украины. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 7—8.
- Кудрин Л. Н. 1962. О связи рельефа и новейшей тектоники со структурными формами в северо-восточной части Верхнетисенской впадины (Закарпатье). Географ. сб. АН УССР, вып. 6.
- Кудрин Л. Н., Калюжный В. А. 1954. О габбровых породах Раховского массива. Докл. АН СССР, т. 94, № 6.
- Кудрин Л. М., Калюжный В. А. 1954. До геології і мінералогії основних ефузивних і інтрузивних порід Рахівського масиву. Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 1.
- Кульчицкий Я. О. 1957. Палеогеновые отложения района с. Ясиня. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 4.
- Кульчицкий Я. О. 1958. Схема тектонического районирования Восточных Карпат. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 5—6.
- Кульчицкий Я. О. 1959а. Стратиграфия меловых и палеогеновых отложений юго-восточной части Восточных Карпат. Сб. «Геол. строение и нефтегазоносность Зап. и Южн. обл. Украины». Изд. АН УССР.
- Кульчицкий Я. О. 1959б. О краснопутиненском «утесе» юрских известняков в Буковинских Карпатах. Тр. Укр. НИГРИ, вып. II.
- Кульчицкий Я. О. 1963а. Краткий очерк изучения мела Украинских Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, вып. VI.
- Кульчицкий Я. О. 1963б. Цикличность, ритмичность и текстурные особенности мелового и палеогенового флиша Восточных Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, вып. VI.
- Кульчицкий Я. О., Черняк Н. И. 1956. Несколько замечаний о явлениях диапризма в пределах Предкарпатского краевого прогиба. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 2—3.
- Кульчицкий Я. О., Петрашкевич М. И., Хлопонин К. Л. 1957. К стратиграфии эоцена утесовой зоны Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. 115, № 2.
- Кульчицкий Я. О., Хлопонин К. Л. 1957. О возрасте ямненских песчаников (Восточные Карпаты). Геология нефти, № 9.
- Кульчицкий Я. О., Максимов А. В. 1961. Стратиграфія крейдяних відкладів хребта Чорногори в Українських Карпатах. Доп. АН УРСР, № 8.
- Кульчицкий Я. О., Максимов А. В., Хлопонин К. Л. 1962. Проблема нижнего олигоцену на прикладі Східних Карпат. Геол. журн. АН УРСР, т. XXII, вип. I.
- Курилов П. С. 1955. К вопросу о формировании стока рек восточного склона Советских Карпат. Допов. та повід. Львів. держ. унів., вип. VI, ч. 2. Львів.
- Ладыженский Н. Р. 1949. Новые представления о Центральной Карпатской депрессии. Научн. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. XVI, сб. нефт. ф-та, № 4. Львов.

- Ладыженский Н. Р. 1955. Геология и газонефтеносность Советского Предкарпатья. Инст. геол. полезн. ископ. Изд. АН УССР.
- Ладыженский Н. Р. 1956. Новые взгляды на геологию Советского Предкарпатья. Вопросы геологии нефтяных м-ний. Изд. АН УССР.
- Ладыженский Н. Р. 1959. Геологическое строение и нефтеносность Карпатской зоны. Сб. «Геол. строение и нефтегазоносн. зап. и южн. обл. Украины». Изд. АН УССР.
- Ладыженский Н. Р. 1960. Нефте- и газоносность Советских Карпат. Материалы IV съезда Карп.-Балк. геол. ассоц., № 2. Изд. АН УССР.
- Ладыженский Н. Р., Антипов В. И. 1961. Геологическое строение и нефтегазоносность Советского Предкарпатья. Гостоптехиздат.
- Лазаренко Э. А. 1960. К геологии Карпатских утесовых зон. Матер. IV съезда Карп.-Балк. геол. ассоц. № 1. Изд. АН УССР.
- Лазаренко Э. А. 1961. Минералогия метасоматических образований Советских Карпат. Матер. комиссии минер. и геохимии Карп.-Балк. ассоц., № 1. Изд. Львов. ун-та.
- Лазаренко Е. К. 1961. Новые данные по минералогии Советских Карпат. Матер. комиссии минер. и геохимии Карп.-Балк. ассоц., № 1. Изд. Львов. ун-та.
- Лазаренко Е. К., Габинет М. П., Сливко Е. П. 1962. Минералогия осадочных утворень Прикарпаття. Вид. Львів. унів.
- Лазаренко Е. К., Лазаренко Э. А., Барышников Э. К., Малыгина О. А. 1963. Минералогия Закарпатья. Изд. Львов. унів.
- Лазько Е. М. Резвой Д. П. 1962. О тектонической природе зоны Карпатских утесов. Вісн. Львів. унів., сер. геол., № 1.
- Ласкарев В. Д. 1912. Два яруса леса в Подольской и Вольнской губерниях. Зап. Подольского общ. естествоисп. и любителей природы, т. 2. Каменец-Подольск.
- Ласкарев В. Д. 1914. Общая геологическая карта Европейской России, лист. 17-й. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 77.
- Лебединский В. И. 1964. Своеобразный случай трехчленного строения потока спилитовой лавы на горе Большие Каменцы (Закарпатская область). Докл. АН СССР, т. 155, № 2.
- Лебединский В. И., Бондаренко В. Г. 1963. О природе и составе магматических пород горы Большой Каменец (Закарпатье). БМОИП, нов. серия, т. LXVIII, отд. геол., № 5.
- Ленцевич С. 1932. Отношение между террасами Вислы и Днепра. Тр. II междунар. конф. по изуч. четвертичн. периода Европы, вып. 1, Л.—М.
- Леонов Г. П. 1962. К вопросу о соотношении верхних горизонтов палеогена Советских Карпат, Северного Кавказа, Украины и Северного Приаралья (в порядке дискуссии). Вестн. МГУ, сер. 4. Геология, № 5.
- Лесняк В. Ф. 1951. Материалы по минералам коры выветривания эффузивов Закарпатья. Минер. сб. Львов. геол. общ., № 5.
- Лешко Б. 1963. Геология клипповой и флишевой зон Восточной Словакии. Сов. геология, № 1.
- Ливенталь В. Э. 1953. Материалы к палеонтологической характеристике *Buliminidae* миоценовых отложений Прикарпатья. Тр. Львов. геол. общ. при ЛГУ, сер. палеонт., вып. 2.
- Ливенталь В. Э. 1955. К вопросу о стратиграфическом сопоставлении неогеновых отложений юга Европы. Докл. Львов. политехн. ин-та, т. I, вып. 1.
- Ливенталь В. Э. 1956. Стратиграфическое значение ракушковых рачков (*Ostracoda*) в неогене Закарпатья. Научн. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. XLVI, сер. геол., № 1.
- Лизанец В. Г., Хоменко В. И. 1962. О геологическом истолковании результатов геофизических исследований Выгорлат-Гутинской вулканической гряды. Геофиз. сб. ин-та геофиз. АН УССР, вып. 3 (5).
- Линецкая Л. В. 1958. Про склад гальки яменських конгломератів північно-західної частини Скибової зони Радянських Карпат. Доп. АН УРСР, № 7.
- Линецкая Л. В., Утробин В. Н. 1961. Рифейские отложения фундамента Предкарпатского прогиба. Докл. АН СССР, т. 140, № 5.
- Линецкая Л. В., Утробин В. Н. 1963. Умови залягання і розповсюдження рифейських відкладів в Радянському Передкарпатті. Геол. журн. АН УРСР, т. XXIII, вип. 6.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. 1938. Террасы Днестра. Докл. АН СССР, т. XIX, № 4.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. 1939. Этапы развития Подольской платформы и ее Причерноморского склона. Тр. нефт. конф. АН УССР, Киев.
- Лунгерсгаузен Л. Ф. 1940. Геологическая эволюция Южного Приднестровья. Сов. геология, № 5—6.
- Лященко Г. П. 1958. Силурийские тентакулиты Подолии и Прибалтики. Палеонтолог. сб., тр. ВНИГНИ, вып. IX, М.

- Лящук Б. Ф. 1963. Связь морфологии с геоструктурой в Покутских Карпатах. «Зб. робіт аспірантів Львів. держ. унів. Природозн., Львів.
- Мазарович А. Н. 1951. Зональность четвертичных отложений Европы. Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода, № 16. Изд. АН СССР.
- Максимов А. А. 1950. Основные черты строения районов Тиссы и Прута. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. XXV.
- Максимов А. В. 1959а. О некоторых видах моллюсков из олигоценовых отложений окрестностей с. Н. Ворота в Закарпатье. Тр. Укр. НИГРИ, вып. 1.
- Максимов А. В. 1959б. К вопросу о стратиграфии стрыйских отложений Восточных Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, вып. II.
- Максимов А. В. 1959в. О возрасте «тереблинской» свиты. Тр. Укр. НИГРИ, вып. I.
- Максимов А. В. 1960а. О границе эоцена и олигоцена в Восточных Карпатах. «Геол. нефти и газа», № 3.
- Максимов А. В. 1960б. Про вік шешорського горизонту Східних Карпат. Доп. АН УРСР, № 1.
- Максимов А. В. 1961. К вопросу о возрасте лопянецкой подсвиты Украинских Карпат. Докл. АН СССР, т. 138, № 4.
- Максимов А. В. 1963а. Основные этапы геологического развития Украинских Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, вып. VI.
- Максимов А. В. 1963б. Анализ фауны моллюсков олигоценовых отложений Украинских Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, вып. III. М.
- Максимов А. В., Рейфман Л. М. 1963. К вопросу о возрасте подголовечкой свиты Украинских Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, вып. V. М.
- Малеев Е. Ф. 1958. О новейших тектонических движениях в Выгорлат-Гутинской зоне. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 5—6.
- Малеев Е. Ф. 1960а. Главнейшие этапы развития неогенового вулканизма в Советских Карпатах и связанная с ними металлогения. Сб. «Петрограф. провинции извержен. и метаморф. горн. пород». Изд. АН СССР.
- Малеев Е. Ф. 1960б. Кучавско-Быстрицкая группа вулканов в Закарпатье. Тр. лабор. вулканологии АН СССР, вып. 18.
- Малеев Е. Ф. 1960в. Новые данные о фазах вулканизма в Советских Карпатах. Докл. АН СССР, т. 133, № 5.
- Малеев Е. Ф. 1960г. Основные черты геологического строения Выгорлат-Гутинской гряды. Матер. IV съезда Карп.-Балк. геол. ассоц., № 1. Изд. АН УССР.
- Малеев Е. Ф. 1962а. О зависимости состава, вулканических образований от ориентировки разломов в Советских Карпатах. Сб. «Вопросы вулканизма». Изд. АН СССР.
- Малеев Е. Ф. 1962б. Новые находки магматического граната в Закарпатье. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7.
- Малеев Е. Ф. 1963а. О двухъярусном строении Выгорлат-Гутинской вулканической гряды (Закарпатье). Докл. АН СССР, т. 148, № 5.
- Малеев Е. Ф. 1963б. Развитие типов вулканизма на примере Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. 148, № 6.
- Малеев Е. Ф. 1964. Неогеновый вулканизм Закарпатья. «Наука».
- Маринеску И. 1962. Стратиграфия и тектоника флишу зоны дуги Східних Карпат. Геол. журн. АН УРСР, т. XXII, вып. 5.
- Марков К. К., Благовещенский Г. А. 1937. Ландшафты северо-запада СССР в их эволюции в поздне- и в послеледниковое время, ч. I и II. «Пробл. физич. геогр.», IV, V.
- Маслакова Н. И. 1955. Стратиграфия и фауна мелких фораминифер палеогеновых отложений Восточных Карпат. Матер. по биостратигр. западных обл. УССР. Госгеолтехиздат.
- Маслакова Н. И. 1957. Расчленение эоценовых отложений Восточных Карпат по мелким фораминиферам. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 4.
- Маслакова Н. И. 1963. Расчленение альб-сеноманских отложений Утесовой зоны Карпат по фораминиферам. Вестн. МГУ, сер. 4. Геология, № 3.
- Маслакова Н. И., Муратов М. В. 1951. Стратиграфия палеогеновых отложений Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. 81, № 3.
- Маслакова Н. И., Немков Г. И., Серова М. Я. 1955. Материалы по биостратиграфии западных областей УССР. Госгеолтехиздат.
- Маслакова Н. И., Славин В. И., Афанасьев С. Л. 1959. К вопросу о возрасте черных аргиллитов в Свалявском районе Закарпатья. Сов. геология, № 4.
- Медведев С. В. 1948. О последствиях карпатских землетрясений 1940 г. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 1 (128). М.—Л.
- Медведев С. В. 1949. Опыт нового районирования Молдавской ССР по зонам сейсмической активности. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 5 (132). М.—Л.

Медведев С. В. 1957. Карта сейсмического районирования территории СССР. Вопросы инженерной сейсмологии, вып. I. Тр. Ин-та физики Земли АН СССР, № 1 (168).

Меркулов П. М. 1963. Основные черты тектонического строения Скибовой зоны Буковинских Карпат. Сб. Мат. XIX Научн. сессии Черновиц. ун-та, секция геогр. наук. Черновцы.

Мерлич Б. В., Спитковская С. М. 1957. Палеогеновая фаза вулканизма в Восточных Карпатах. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 4.

Мерлич Б. В., Спитковская С. М. 1958. Схема розвитку третинного вулканизму Радянських Карпат. Питання геол., вип. 9. Вид. Львів. держ. унів.

Мерлич Б. В., Спитковская С. М. 1958. Про вік гіпабісальних інтрузій Вишківського району в Закарпатті. Геол. журн. АН УРСР, т. 18, вип. 3.

Мерлич Б. В., Зайцева В. Н., Спитковская С. М. и др. 1961. Неогеновые вулканические жерловины Закарпатья. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 7—8.

Мирчинк Г. Ф. 1936. Четвертичные движения правобережной части Украинской кристаллической полосы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

Митура Ф. 1960. К стратиграфии миоцена Советских Восточных Карпат. Матер. IV съезда Карп.-Балк. геол. ассоц., вып. 3. Изд. АН УССР.

Митура Ф. 1964. Верхньокрейдові іноцерами північної зони флішових Карпат. Геол. журн. АН УРСР, т. XXIV, вип. 1.

Михайлов А. Е. 1951. Основные этапы развития Предкарпатского краевого прогиба БМОИП, отд. геол., т. XXVI, вып. 3.

Михайлов А. Е. 1954. История развития Предкарпатского краевого прогиба. БМОИП, отд. геол., т. XXVI (3).

Михайлов А. Е., Найдин Д. П. 1954. О тектонических нарушениях юго-западной окраины Русской платформы. Тр. МГРИ, т. 26.

Москвитин А. И. 1952. Схема палеогеографии плейстоцена Европейской части СССР на основе новых представлений о стратиграфии четвертичных отложений. Матер. по четвертичн. периоду СССР, вып. 3. Изд. АН СССР.

Муратов М. В. 1946. Основные структурные элементы Альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.

Муратов М. В. 1947а. Тектоника и основные этапы развития Восточных Карпат. БМОИП, отд. геол., т. XXII (2).

Муратов М. В. 1947б. Тектоническое положение полосы Карпатских утесов (клиппов). Вопр. теоретич. и прикл. геол., сб. I. Изд. Моск. геол.-разв. ин-та.

Муратов М. В. 1948. Основные этапы тектонического развития Причерноморья и генетические типы структурных элементов земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5.

Муратов М. В. 1949. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II. Изд. АН СССР.

Муратов М. В. 1953. Об условиях образования суглинков в четвертичном периоде. Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода, № 19. Изд. АН СССР.

Муратов М. В. 1956. Тектоническая структура и история развития северной окраины Крымско-Кавказской геосинклинальной области. Тр. совещ. по тектонике альп. геосинкл. обл. юга СССР. АН Аз. ССР.

Муратов М. В. 1962. Основные этапы тектонического развития Карпато-Балкано-Кавказской складчатой области. Матер. V съезда Карп.-Балк. геол. ассоц. Изд. АН УССР.

Муратов М. В., Маслакова Н. И. 1951. Стратиграфия меловых отложений Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. 81, № 2.

Муратов М. В., Маслакова Н. И. 1952. Основные этапы геологической истории Восточных Карпат. БМОИП, отд. геол., т. XXVII, вып. 3.

Муромцев А. С. 1958. К вопросу о тектонике и характере строения Предкарпатского прогиба. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 5—6.

Мухин А. В. 1947. Геофизические (электроразведочные) работы в западных областях УССР. Разведка недр, № 1.

Мушкетов И. В., Орлов А. П. 1893. Каталог землетрясений Российской империи. Зап. русск. геогр. общ., т. 26. С. Петербург.

Мятлюк Е. В. 1950. Стратиграфия флишевых осадков Северных Карпат в свете данных фауны фораминифер. Микрофауна СССР, сб. IV, Кавказ и Украина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51.

Набоких А. И. 1915. Факты и предложения относительно состава и происхождения послетретичных отложений черноземной полосы России. Матер. по исслед. почв. и грунтов Херсонской губернии, вып. 6. Изд. Херсонское губернское земство. Одесса.

Найдин Д. П. 1951. К вопросу об условиях образования и стратиграфическом положении гипсов Приднестровья. БМОИП, отд. геол., т. XXVI, вып. 3.

- Найдин Д. П. 1953. Основные черты тектоники Львовско-Люблинской мульды. БМОИП, отд. геол., т. XXVIII, вып. 3.
- Наливкин Д. В. 1933. Учение о фациях. Условия образования осадков. ГОНТИ.
- Немков Г. И. 1955. Нуммулиты и орбитоиды Покутско-Мармарошских Карпат и Северной Буковины. Матер. по биостратигр. зап. обл. УССР. Госгеолтехиздат.
- Немков Г. И. 1957. О древних допалеогеновых нуммулитах. БМОИП, т. 62, отд. геол., т. XXXII (1).
- Немков Г. И. 1958. О находках в палеогеновых отложениях юга СССР ранее неизвестных родов крупных фораминифер и их значение для стратиграфии. Докл. АН СССР, т. 120, № 5.
- Немков Г. И., Хлопонин К. Л. 1955. О возрасте нижнемелитовой свиты Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. 104, № 5.
- Немков Г. И., Хлопонин К. Л. 1957. Находка палеоценовых нуммулитов в Восточных Карпатах. Докл. АН СССР, т. 114, № 6.
- Нечаев Г. А. 1950. Вулканические туфы у с. Развадово на Днестре. Докл. АН СССР, т. 75, № 4.
- Никитин Г. П. 1955. Некоторые вопросы стратиграфии и тектоники миоценовых отложений Предкарпатского прогиба. Научн. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. XXVIII, сер. нефт., № 5.
- Никитина С. С. 1950. К минералогии основных эффузивов Мармарошского массива. Минер. сб. Львов. геол. общ. при Львов. гос. ун-те, № 4.
- Николаев Н. И. 1949. Новейшая тектоника СССР. Тр. Комис. по изуч. четвертичн. периода, т. VIII. Изд. АН СССР.
- Новосилецкий Р. М. 1963. Типы структур и формы нефтяных и газовых залежей Внутренней зоны Предкарпатского прогиба и Скибовой зоны Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, вып. VI.
- Обручев В. А. 1947. Основы геологии. Госгеолиздат.
- Овчинников А. М. 1947. Схема зональности минеральных вод Альпийской области. Докл. АН СССР, т. 58, № 6.
- Ольшевский С. 1915. Горнопромышленная карта Галиции с объяснениями. Горный департамент Министерства торговли и промышленности. Петроград.
- Онческу Н. 1960. Геология Румынской Народной Республики. Изд. Иностран. лит. Оперные скважины СССР. I. Восточные и западные области УССР. Под ред. Баранова И. Г., Витенко В. А. Тр. ВНИГНИ, вып. 24, 1960 г.
- Павлов П. 1925. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. Сравнительная стратиграфия пресноводных отложений. Мемуары геол. отд. общ. любителей естествозн., антропол. и этнограф., вып. 5, М.
- Павлов А. П. 1929. Какое оледенение Европейского континента было максимальным и значение этого вопроса для хронологической классификации доисторических культур. II съезд славянских географов и этнографов в 1927 г. Краков.
- Пастернак С. И. 1953. Изученность меловых отложений зап. областей УССР. Тр. Львов. геол. общ., сер. геол., вып. 3.
- Пастернак С. И. 1961. Фауна меловых отложений района Рахова Закарпатской обл. Научн. зап. муз. АН УССР, 9.
- Пейве А. В. 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.
- Пейве А. В. 1948. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6.
- Пейве А. В., Синицын В. М. 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4.
- Пермяков В. В., Линецкая Л. В. 1960. Про знахідку лейасових порід серед конгломератів яманенської світа Карпат. Геол. журн. АН УРСР, т. XX, вып. 4.
- Петрашкевич М. И. 1959. Про новоселицький і данілівський туфи міоцену Закарпаття. Доп. АН УРСР, № 12.
- Петрашкевич М. И. 1963. Краткий обзор геологического строения и перспектив нефтегазоносности Закарпатского прогиба. Тр. Укр. НИГРИ, вып. III.
- Петрашкевич М. И., Гришкевич Г. Н., Гуридов А. И. 1961. Стратиграфичне положення верств з *Pecten elini* Zhizh. в Закарпатті. Геол. журн. АН УРСР, т. XXI, вып. 4.
- Петрашкевич М. И., Волошак Я. А., Гуридов А. И. и др. 1961. До питань геологічної будови Закарпаття в світлі нових даних буріння. Доп. АН УРСР, № 4.
- Петрашкевич М. И., Гуридов А. И. 1961. Стратиграфія нижнього і середнього міоцену Закарпатського прогину. Доп. АН УРСР, № 12.
- Петрашкевич М. И., Гришкевич Г. Н., Гуридов А. И. 1962. О слоях с *Pecten elini* Zhizh. Закарпаття. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5.

- Петрашкевич М. И., Гуридов А. И., Демчук Н. Н. и др. 1963. Стратиграфия, литология и фации отложений миоцена Мукачевской впадины Закарпатского прогиба. Тр. Укр. НИГРИ, вып. IV. М.
- Петрушевский Б. П. 1957. О некоторых текущих задачах сейсмогеологии. БМОИП, т. 62, отд. геол., т. 32, вып. 5.
- Пидопличко И. Г. 1940. Четвертичная палеогеография Украины. Тр. Ин-та геогр. АН УССР, вып. XXXVI, ч. I.
- Пидопличко И. Г. 1956. Материали до вивчення минулих фаун УРСР, вип. 2. Вид. АН УРСР.
- Пидопличко И. Г. 1959. Нові знахідки ссавців в неогені України. Доп. АН УРСР, № 5.
- Пидопличко И. Г., Свистун В. И. 1963. Про поширення велетенських оленів (*Megaloceras*) на території України. Доп. АН УРСР, № 2.
- Пиотровский Г. Л. 1947. Об алуните из Береговского района в Закарпатье. Минер. сб. Львов. геол. общ. при Львов. гос. ун-те, № 1.
- Пискорская О. К. 1953. До петрографії вулканогенних порід Ужгород-Хустського хребта. Геол. журн. АН УРСР, т. XIII, вип. 4.
- Пишванова Л. С. 1950. Новые данные о микрофауне тисенской серии среднемиоценовых отложений Закарпатской области Западной Украины. Микрофауна СССР. Сб. IV, Кавказ и Украина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51. Л.—М.
- Пишванова Л. С. 1958а. К вопросу о стратиграфии миоценовых отложений Солотвинской впадины Закарпатского прогиба. Геология нефти, № 12.
- Пишванова Л. С. 1958б. Новые данные о верхнегортонских и нижнесарматских отложениях Предкарпатья. Палеонт. сб. ВНИГРИ, вып. IX. М.
- Пишванова Л. С. 1960. Фораминиферы миоцена Предкарпатья и их стратиграфическое значение (автореферат канд. диссертации). Львов.
- Пишванова Л. С. 1961. Нові дані про стратиграфію міоцену Закарпаття. Геол. журн. АН УРСР, № 5.
- Пишванова Л. С. 1962. Знахідка плянорбел в Карпатах. Доп. АН УРСР, № 8.
- Пишванова Л. С. 1963а. Некоторые замечания о палеогеографии олигоцен-миоценового бассейна Предкарпатского прогиба и юго-западной окраины Русской платформы. Тр. Укр. НИГРИ, вып. VI.
- Пишванова Л. С. 1963б. Результаты исследования микрофауны из опорных скважин Стрый-І и Южно-Стрыйской в Предкарпатском прогибе. Тр. Укр. НИГРИ, вып. III. М.
- Плешаков И. Б. 1949. Геологическое строение и нефтеносность Мармарошского бассейна миоценовых соленосных отложений Закарпатской области УССР. Тр. Науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд. АН УССР.
- Попов В. В. 1938. Сейсмичность УССР и Бессарабии и связь землетрясений юго-запада СССР с карпатскими очагами. Тр. Сейсм. ин-та АН СССР, № 79 (7). М.—Л.
- Попов В. С. 1963. Геологическое картирование территории Карпат и прилегающих районов Украинской и Молдавской ССР. Матер. V съезда Карп.-Балк. геол. ассоц. Бухарест.
- Попов В. С., Глушко В. В. 1962. Некоторые новые данные о геологическом строении Украинских Карпат по итогам геологоразведочных работ. Матер. V съезда Карп.-Балк. геол. ассоц. Изд. АН УССР.
- Попов Г. И. 1948. Танаиские слои древнего Дона. Бюлл. комисс. по изуч. четвертичн. периода, № 12. Изд. АН СССР.
- Попов М. Г. 1949. Очерк растительности и флоры Карпат. Материалы к познанию фауны и флоры СССР. Изд. Моск. общ. исп. природы, нов. сер., отд. ботанический, вып. 5 (XIII). М.
- Путря Ф. С. 1950. К стратиграфии миоценовых отложений Восточных Карпат. БМОИП, отд. геол., т. XXV, вып. 5.
- Пушаровский Ю. М. 1948а. О кросненских отложениях Центральной Карпатской синклинали. БМОИП, отд. геол., т. XXIII, вып. 6.
- Пушаровский Ю. М. 1948б. Некоторые морфологические особенности иноцерамового и иероглифового флиша Внешней (Скибовой) зоны Восточных Карпат. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Пушаровский Ю. М. 1951. Очерк тектоники Внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат. БМОИП, отд. геол., т. XXVI, вып. 6.
- Пушаровский Ю. М. 1953. Геологическое развитие северной части Восточных Карпат в меловое и палеогеновое время. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 149, геол. сер., № 62.
- Пушаровский Ю. М. 1958. Некоторые общие вопросы строения и развития краевых прогибов. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 5—6.
- Раскатов Г. И. 1953. К вопросу о четвертичной фауне, флоре и палеолите Восточных Карпат, Предкарпатья и Закарпатья. Бюлл. Комис. по изуч. четвертичн. периода, № 18. Изд. АН СССР.

- Раскатов Г. И. 1954а. О находке древнепалеолитических орудий у с. Букивна на Днестре и о ее стратиграфическом значении. Геол. сб. Львов, геол. общ., № 1.
- Раскатов Г. И. 1954б. К вопросу о древнечетвертичных оледенениях Западных областей Украины. Тр. геол. ф-та Воронежского гос. ун-та, т. XXXI. Харьков.
- Раскатов Г. И. 1955. О генезисе лессов Предкарпатской равнины. Тр. геол. фак. Воронежск. гос. ун-та, т. XXXIX. Харьков.
- Раскатов Г. И. 1957. Основные этапы формирования рельефа и новейшая тектоника Восточных Карпат в пределах СССР. Землеведение. Сб. Моск. общ. исп. природы, нов. сер., т. IV (XLIV).
- Решение XII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОГГН АН СССР от 13 мая 1963 г. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11. 1963.
- Рипун М. Б. 1955. К минералогии тортонских туфов юго-восточной части Предкарпатья. Вопросы минер. осад. образ., кн. 2. Изд. Львов, гос. ун-та.
- Роголя В. И. 1946. Нарис стратиграфії палеогенового флішу східних Карпат. Наук. зап. Львів. держ. унів., т. II, сер. геол., вип. 3. Львів.
- Рождественский А. К. 1949. Новый вид *Centriscus* из менилитовой свиты Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. LXVI, № 6.
- Рудаков С. Г. 1964. О древнейшем вулканизме в Советских Карпатах. Докл. АН СССР, т. 155, № 2.
- Рудницкий С. 1907. Знадоби до морфології підкарпатського сточища Дністра. Зб. математ. природ. лікар. секц. наук. тов. ім. Шевченко, т. XI. Львів.
- Рудницкий С. 1913. Знадоби до морфології подільського сточища Дністра. Зб. математично-природописно-лікарської секц. наук. тов. ім. Шевченко, т. XVI. Львів.
- Рудницкий С. 1925. Основи морфології і геології Підкарпатської Русі й Закарпаття взагалі. Наук. зб. товари. «Просвіта» в Ужгороді, ч. I. Львів.
- Рудницкий С. 1927. Основи морфології і геології Підкарпатської Русі й Закарпаття взагалі. Наук. зб. товари. «Просвіта» в Ужгороді, ч. II. Львів.
- Рудницкий С. 1928. Вигаслі вулкани Українського Закарпаття. Вісник природознавства, № 1—2. Харків.
- Сагалова Е. А. 1958. Про обробку карпатських землетрусів за 1908—1953 рр. Каталог карпатських землетрусів, № 1 (4). Вид. АН УРСР.
- Сагалова Е. А. 1961. Динамічна характеристика вогнищ найсильніших глибокофокусних карпатських землетрусів. Каталог карпатських землетрусів, № 5/8. Вид. АН УРСР.
- Садецьки-Кардош Е. 1960. Проблема вулканических Карпат в свете новой классификации изверженных пород. Матер. IV съезда Карп.-Балк. ассоц., № 2. Изд. АН УССР.
- Самсонович Я. 1955. О верхнем докембрии (рифее) в Польше. Бюлл. Польск. АН, отд. III, т. I, № 9. Варшава.
- Сандлер Я. М. 1951. Находки отпечатков медуз в Северной Буковине. Геол. сб. I (IV) НИТО при ВНИГРИ. Л.—М.
- Сандлер Я. М. 1954. Несколько замечаний о характере отложений правобережья р. Черемош. (Северная Буковина). Геол. сб. Львов, геол. общ., № 1.
- Сандлер Я. М. 1958. До питання про вік темнокольорової толщі району Кохановки (Львівська область). Геол. журн. АН УРСР, т. XVIII, вип. 4.
- Сандлер Я. М. 1960. Рава-Русская опорная скважина. Тр. ВНИГНИ, вып. XXIV. Л.
- Сандлер Я. М. 1962. До характеристики юрських відкладів південно-західної частини Російської платформи и Передкарпатського прогину. Геол. журн. АН УРСР, т. 22, № 6.
- Сандлер Я. М., Ворона Г. П. 1955. Коротка літологічна характеристика верхньоюрських відкладів західних областей УРСР. Научн. зап. природознавств. музею АН УРСР, т. IX.
- Сандлер Я. М., Глушко В. В. 1955. Складчатый силур в северо-западной части Львовской области. Докл. АН СССР, т. 103, № 4.
- Сандлер Я. М., Ворона Г. П., Сень А. П. 1963. Литолого-стратиграфическая характеристика и перспективы нефтегазоносности юрских отложений юго-западной окраины Русской платформы и Внешней зоны Предкарпатского прогиба. Тр. Укр. НИГРИ, вып. IV. М.
- Сасинович В. С. 1961. Про положення мезозойських і більш давніх основних порід в структурі Східних Карпат. Геол. журн. АН УРСР, т. XXI, вип. 1.
- Сасинович В. С. 1962а. Про деформацію і структурне положення флішевих зон Карпат. Тр. Ін-та геол. наук АН УРСР, сер. загальн. геол., вип. I.
- Сасинович В. С. 1962б. Про тектоно-фізичне особливості Скибової зони Радянських Карпат. Доп. АН УРСР, № 1.

- Сасинович В. С. 1963. До характеристики будови і умов нагромадження флішових товщ кросненської серії в районі рік Білий Черемош і Путила. Геол. журн. АН УРСР, т. XXIII, вип. 4.
- Свешникова Е. А., Евсеев С. В. 1955. Землетрус 6 жовтня 1908 р. Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 2.
- Сельский В. А. 1941. Очерк геологического строения нефтеносной полосы западных областей Украины. Гостоптехиздат.
- Сельский В. А., Субботин С. И., Клушин В. И. 1954. Проблема промышленной нефтеносности и газоносности западных областей УССР т. I, ч. III, геофизические исследования. Изд. АН УССР.
- Семененко Н. П. 1960. О возрасте метаморфизма пород Раховского массива. Матер. IV съезда Карп.-Балк. ассоц., № 1.
- Семененко Н. П., Ладыженский Н. Р., Котловская Ф. И. и др. 1962. Абсолютный возраст геологических формаций Карпат. Матер. V съезда Карп.-Балк. геол. ассоц. Изд. АН УССР.
- Семененко Н. П., Ладыженский Н. Р., Котловская Ф. И. и др. 1963. Абсолютный возраст геологических формаций Карпат. Тр. XI сессии комис. по опред. абсол. возр. геол. формаций. Изд. АН СССР.
- Семененко Н. П., Ткачук Л. Г., Клушин В. И. 1963. Галицийская складчатая область рифейд и каледонид и их предгорный прогиб. Резюме сообщений, VI конгресс Карп.-Балк. геол. ассоц. Варшава-Краков.
- Серова М. Я. 1955. Стратиграфия и фауна фораминифер миоценовых отложений Предкарпатья. Матер. по биостратигр. Зап. обл. УССР. М.
- Сидоренко Е. Ф. 1947. О Вышковском месторождении в Закарпатской области. Минер. сб. Львов. геол. общ., № 1.
- Сидоренко Е. Ф. 1951. К минералогии изверженных пород Вышковского района в Закарпатье. Минер. сб. Львов. геол. общ., № 5.
- Сидоренко Е. Ф. 1952. Околожилльные изменения в гранодиорит-порфирах и диорит-порфирах Закарпатья. Минер. сб. Львов. геол. общ., № 6.
- Скалова-Калюжная К. М. 1948. К находке хлоритоида в древних диафторитовых сланцах Закарпатской области. Минерал. сб. Львов. геол. общ., № 2.
- Славин В. И. 1947а. К вопросу о стратиграфии и тектонике Карпатского передового прогиба. Сов. геология, сб. № 23.
- Славин В. И. 1947б. Новые данные по стратиграфии и тектонике юрских отложений так называемой «клиппеювой зсны» Карпат. Матер. по геол. и гидрогеол. Укр. геол. упр. за 1946 г. Сб. № 4. Киев.
- Славин В. И. 1947в. Геологическое строение Карпатского передового прогиба. Матер. по геол. и гидрогеол. Укр. геол. упр. за 1946 г. Сб. № 4. Киев.
- Славин В. И. 1947 г. Тектоническое расчленение Карпатского орогена. Матер. по геол. и гидрогеол. Укр. геол. упр. за 1946 г. Сб. № 4. Киев.
- Славин В. И. 1948а. О нижнемеловых аммонитах Советского Закарпатья. Тр. Львов. геол. общ., палеонт. сер., вып. I. Львов.
- Славин В. И. 1948б. Основные зоны нефте-газонакопления Карпат. Новости. нефт. техники, сер. геол., № 2. М.
- Славин В. И. 1949. Расположение нефтеносных и газоносных площадей Карпат в связи с тектоническим строением Карпатской части орогена. Тр. научн.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам УССР. Изд. АН УССР.
- Славин В. И. 1950. Нижнеюрские отложения Северо-Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. 75, № 3.
- Славин В. И. 1953а. Карпатская мрамороносная провинция. Тр. Львов. геол. общ., геол. сер., вып. 3.
- Славин В. И. 1953б. Титон-валанжинские аммониты Карпат. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 149, геол. сер., № 62.
- Славин В. И. 1955. Про деякі загальні закономірності утворення флішу. Геол. журн. АН УРСР, т. XV, вип. 2.
- Славин В. И. 1956а. Древние этапы развития и тектоническое районирование Карпат. В кн. «Труды совещ. по тектонике альп. геосинкл. обл. юга СССР». Баку.
- Славин В. И. 1956б. О мезозойской истории Карпат. Уч. зап. МГУ, вып. 176.
- Славин В. И. 1956в. Верхнеюрские отложения Северо-Восточных Карпат. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 2—3.
- Славин В. И. 1956 г. Схема стратиграфии мезозойских отложений западных областей УССР. В кн. «Тр. всес. совещ. по разраб. униф. схемы стратигр. мезозойских отложений Русской платформы».
- Славин В. И. 1958а. Альпийская геосинклинальная область юга СССР. Тектоника Восточных Карпат и Предкарпатского прогиба. Сб. «Тектон. областей», т. 2. Гостоптехиздат.
- Славин В. И. 1958б. О срединном Паннионском массиве Карпат. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 5—6.

- Славин В. И. 1958в. О тектоническом районировании западных областей Украины. Геол. сб. Львов, общ., № 5—6.
- Славин В. И. 1958г. О юрском предкарпатско-добруджинском краевом прогибе. Докл. АН СССР, т. 120, № 3.
- Славин В. И. 1959а. О тектонической истории Западной Украины в связи с тектоническим районированием этой территории. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Славин В. И. 1959б. Тектоническое районирование западных областей Украины. Сб. «Геол. строение и нефтегазоносность зап. и южн. обл. Украины». Изд. АН УССР.
- Славин В. И. 1960. Вопросы изучения мезозойских отложений Венгрии. Сов. геология, № 3.
- Славин В. И. 1961. Стратиграфическое положение рэтского яруса. Сов. геология, № 3.
- Славин В. И. 1962. Стратиграфия палеозоя внутренней части Карпато-Балканского сооружения. Матер. V съезда Карп.-Балк. геол. ассоц. Изд. АН УССР.
- Славин В. И. 1963. Триасовые и юрские отложения Восточных Карпат и Паннонского срединного массива. Госгеолтехиздат.
- Славин В. И. 1964а. О длительно-развивающихся прогибах в Альпийской геосинклинальной области. Сов. геология, № 6.
- Славин В. И. 1964б. Геологическая история Карпат и сопредельных территорий в триасовое время. София.
- Славин В. И. 1964в. Триасовые отложения Кавказо-Карпатской части Тетиса. Докл. советских геологов на XXII съезде МГК. Изд. «Недра».
- Славин В. И. 1965. Стратиграфия триасовых отложений Чивчинских гор в Восточных Карпатах. Докл. АН СССР, т. 161, № 1.
- Славин В. И., Филимонова Н. С. 1953. Нижнемиоценовые и гельветские отложения Советского Закарпатья. Тр. Львов. геол. общ., сер. геол., вып. 3. Львов.
- Славин В. И., Добрынина В. Я. 1958. Стратиграфия юрских отложений Львовской мульды и Предкарпатского краевого прогиба. БМОИП, т. 63, отд. геол., т. 33, вып. 2.
- Славин В. И., Яранов Д. Я. 1960. Срединные массивы Европейской части альпийской геосинклинальной области. Сб. «Структура земной коры и деформации горных пород». Изд. АН СССР.
- Славин В. И., Робинсон В. Н. 1961. Триасовые отложения Альпийской геосинклинальной области. Матер. по геол. Западного и Центрального Кавказа. М.
- Славин В. И., Хайн В. Е. 1962. Основные закономерности тектонического развития Карпато-Балканской и Крымско-Кавказской геосинклинальных областей. Матер. V съезда Карп.-Балк. геол. ассоц. Изд. АН УССР.
- Смирнова О. К., Пастернак С. И. 1948. Меловые отложения Львовской мульды. Тр. Львов. геол. общ., сер. геол., вып. 1. Львов.
- Смирнов Г. И. 1955. Минералогическая характеристика измененных пород Береговского района в Закарпатье. Минер. сб. Львов. геол., общ. № 9.
- Соболев В. С. 1947. Новая находка пумпеллита (логрита). Мин. сб. Львов. геол. общ. при Львов. гос. ун-те, № 1.
- Соболев В. С. 1948. О признаках повторного метаморфизма (диафтореза) в метаморфических сланцах Закарпатской обл. Минер. сб. Львов. геол. общ. при Львов. гос. ун-те, № 2.
- Соболев В. С., Вартанова Н. С., Горбачевская О. Н. 1947. Петрография неогеновых вулканических пород Ужгород-Хустского хребта. Тр. Львов. геол. общ., петрогр. сер., вып. 1. Львов.
- Соболев В. С., Горбачевская О. Н. 1947. О находке синего кордиерита в ксенолите роговика. Минер. сб. Львов. геол. общ., № 1.
- Соболев В. С., Белякова С. М. 1947. Об ультраосновной породе в Закарпатской области. Тр. Львов. геол. общ., сер., петрогр., вып. 1.
- Соболев В. С., Горбачевская О. Н. 1951. Эггирин в туффите из третичных отложений Предкарпатья. Минер. сб. Львов. геол. общ., № 5. Львов.
- Соболев В. С., Бобриевич А. П., Золотухин В. В. 1953. Турмалин в метасоматических породах Закарпатской области. Минер. сб. Львов. геол. общ., № 7.
- Соболев В. С., Фишкин М. Ю. 1953. Метасоматическая зональность и процессы образования алунита. Минер. сб. Львов. геол. общ., № 7.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Верниковский А. Н. 1954. К минералогии базальтов Закарпатской области. Минер. сб. Львов. геол. общ., № 8.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриевич А. П. и др. 1955. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Изд. АН УССР.
- Соболев В. С., Спитковская С. М., Эпштейн Р. Я. 1955. Первичный магматический гранат (альмандин) в дацитах Закарпатской области. Минер. сб. Львов. геол. общ., № 9.
- Соболев В. С., Костюк В. П. 1958. К геологии неогеновых вулканических пород Закарпатья. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 13.

- Соболев Д. Н. 1938. О неогеновых и четвертичных террасах Украины. Сов. геология, т. VIII, № 6.
- Соколов Д. Ю. 1951. Гиперстен из дацита с. Глубокого в Закарпатье. Минер. сб. Львов. геол. общ., № 5. Львов.
- Соколовский И. Л. 1958. Лессовые породы Западной части УССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геоморфол. и четв. отложен., вып. 2.
- Соловьев С. Л. 1957. Некоторые результаты применения шкалы интенсивности землетрясений на сейсмических станциях СССР. Докл. на 1-й сейсмической конференции ЧСАН.
- Соллогуб В. Б. 1954. Об изменениях средней скорости распространения упругих колебаний в районе передового прогиба Альпийской геосинклинальной области. Докл. АН СССР, нов. сер., т. ХСIV, № 3.
- Соллогуб В. Б. 1955. О границе Внешней и Внутренней зон Предкарпатского прогиба. Докл. АН СССР, т. 102, № 5.
- Соллогуб В. Б. 1959. Строение Предкарпатского прогиба по данным сейсмических исследований. Сб. геол. строение и нефтегазоносн. западн. и южн. обл. Украины. Изд. АН УССР.
- Соллогуб В. Б. 1960. Тектоника передовых прогибов Альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов Европейской части СССР. Изд. АН УССР.
- Соллогуб В. Б., Мухин А. В., Чирвинская М. В. 1954. Про будову зони зчленування південно-західної окраїни Російської платформи з Предкарпатським прогином. Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 3.
- Спирidonов А. И. 1952. Денудационные и аккумулятивные поверхности южного склона Украинских Карпат. БМОИП, отд. геол., т. XXVII, вып. 1.
- Спитковская С. М. 1958. Неогеновые габбро-диабазы в вулканогенной гряде Закарпатья. Геол. сб. Львов. общ., № 5—6.
- Страхов Н. М. 1948. Основы исторической геологии. Т. I и II. Гостоптехиздат.
- Субботина Н. Н. 1950а. О биомических особенностях эпохи отложения осадков горизонта Горячего Ключа. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 75, № 2.
- Субботина Н. Н. 1950б. Микрофауна и стратиграфия эльбурганского горизонта и горизонта Горячего Ключа. Микрофауна СССР. Сб. IV, Кавказ и Украина. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 51. Л.—М.
- Субботина Н. Н. 1960. Микрофауна олигоценовых и миоценовых отложений р. Вортыше (Предкарпатье). Тр. Всес. нефт. науч. иссл. геол.разв. ин-та (ВНИГРИ), вып. 153.
- Субботина Н. Н., Глушко В. В., Пишванова Л. С. 1955. О возрасте нижней вортыщенской свиты Предкарпатского краевого прогиба. Докл. АН СССР, т. 104, № 4.
- Субботина Н. Н., Пишванова Л. С., Иванова Л. В. 1960. Стратиграфия олигоценовых и миоценовых отложений Предкарпатья по фораминиферам. Тр. ВНИГРИ, вып. 153.
- Субботин С. И. 1948а. К вопросу о связи Львовской мульды с Днепровско-Донецкой впадиной. Тр. Львов. геол. общ., сер. геол. нефт., вып. 1. Львов.
- Субботин С. И. 1948б. Результаты гравиметрических исследований Закарпатской области УССР и их геологическая интерпретация. Тр. Львов. геол. общ., сер. геол. нефт., вып. 1. Львов.
- Субботин С. И. 1949а. Геологическая интерпретация данных геофизических исследований в западных областях Украинской ССР. Тр. науч.-геол. совещ. по нефти, озокериту и горючим газам Украинской ССР. Изд. АН УССР.
- Субботин С. И. 1949б. К вопросу о методике анализа гравитационного поля с целью геологического истолкования его аномалий. Науч. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. XI, сб. нефт. фак., № 3. Львов.
- Субботин С. И. 1950. Гравітаційні аномалії України та їх інтерпретація. Геол. журн. АН УРСР, т. 10, вип. 3.
- Субботин С. И. 1951. Закономірності розподілу щільності порід Львівської мульди. Геол. журн. АН УРСР, т. XI, вип. 1.
- Субботин С. И. 1954. Про стан підкорової речовини в зонах прогибів та піднять земної кори. Геол. журн. АН УРСР, т. XIV, вип. 2.
- Субботин С. И. 1955а. К вопросу об интерпретации некоторых аномалий силы тяжести Карпатской зоны. Науч. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. 35. сер. нефт., № 6, Львов.
- Субботин С. И. 1955б. О связи аномалий силы тяжести с вертикальными движениями земной коры. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4.
- Субботин С. И. 1955в. Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований. Изд. АН УССР.
- Субботин С. И. 1960а. О глубинной тектонике западной части УССР в зонах размещения месторождений горючего газа. Сб. «Комплексн. использ. горючих газов Украины». Изд. АН УССР.

- Субботин С. И. 1960б. Про будову глибинних зон Карпат. Праці. Ін-ту геол. корисн. копалин. Матер. 3 геологі західних обл. УРСР. АН УРСР, т. II.
- Субботин С. И. 1961. О связи месторождений нефти и газа с глубинными разломами на территории УССР. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 7—8.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б. 1962. Некоторые особенности тектоники Советских Карпат и прилегающих регионов. Матер. V съезда Карп.-Балк. геол. ассоц. Изд. АН УССР.
- Сухов И. М. 1949. Землетрясения в Молдавской ССР и их возможная связь с тектоникой. Уч. зап. Кишиневского гос. ун-та, т. I, вып. 1. Кишинев.
- Сухов И. М. 1955. Связь вулканической деятельности на Карпатах с колебаниями уровня неогеновых морей в Бессарабии. Учен. зап. Кишин. ун-та, т. 10.
- Татаринов К. А. 1959. Антропогенная фауна млекопитающих Прикарпатья. Науч. зап. Ужгор. ун-та, т. 40.
- Темнюк Ф. П. 1958. Нижньоолігоценові відклади Ужок-Дукляньської зони східних Карпат. Доп. АН УРСР, № 3.
- Темнюк Ф. П. 1959а. К стратиграфии меловых и третичных отложений северо-западной части Восточных Карпат (Ужок-Дуклянская, Кросненская и Скибовая зоны). Тр. Укр. НИГРИ, вып. II.
- Темнюк Ф. П. 1959б. Литолого-фаціальні змінення відкладів палеоцену в северо-западной части Восточных Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, вып. I. М.
- Темнюк Ф. П. 1959в. Про лютську свиту в горанських складках Карпат. Геол. журн. АН УРСР, т. 19, № 3.
- Темнюк Ф. П. 1962. Литолого-фаціальні типи флішових відкладів в північно-західній частині північного схилу Українських Карпат. Доп. АН УРСР, № 2.
- Темнюк Ф. П. 1963. Кореляція палеоценових та еоценових відкладів в Українських Карпатах. Геол. журн. АН УРСР, т. XXIII, вип. 3.
- Тесленко Ю. В. 1954. Некоторые новые данные о верхнемиоценовой флоре Закарпатской области. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 1.
- Ткачук Л. Г. 1949. О методике гидрогеологических исследований на нефтяных месторождениях. Науч. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. XVI, сб. нефт. фак., № 4, Львов.
- Ткачук Л. Г. 1949. Петрография Раховского кристаллического массива. Научн. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. XI, сб. нефт. ф-та, № 3, Львов.
- Ткачук Л. Г. 1955. О литологическом составе пород менилитовой серии Советских Карпат. Науч. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. XXVIII, сер. нефт., № 5, Львов.
- Ткачук Л. Г. 1957. Амфиболиты Раховского массива (Карпаты). В сб. «Юбилейная научн. техн. конф.». Изд. Львов. ун-та.
- Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В., Иванова Г. Н. 1949. Петрография Береговского вулканогенного холмогорья. Научн. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. VI, сб. нефт. ф-та, № 2, Львов.
- Ткачук Л. Г., Иванова Г. Н. 1949. Литологические особенности мезозойских и палеозойских пород района с. Пелчи. Научн. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. XVI, сб. нефт. ф-та, № 4, Львов.
- Ткачук Л. Г., Иванова Г. Н., Немова З. Н. 1949. К литологии пород кросненской свиты Центрально-Карпатской синклинали зоны. Науч. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. XVI, сб. нефт. ф-та, № 4, Львов.
- Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В., Кривин А. Л. 1955. Новые данные о диабазах и серпентинитах Раховского кристаллического массива (Карпаты). Докл. АН СССР, т. 104, № 6.
- Ткачук Л. Г., Гуржий Д. В. 1957. Раховский кристаллический массив (Карпаты). Изд. АН УССР.
- Ткачук Л. Г., Кудрин Л. Н., Рипун М. Б. 1958. Неогеновые вулканические туфы западных областей УССР. Вопросы минер. осад. образ., кн. 5. Изд. Львов. Гос. ун-та.
- Трусова И. В. 1952. Метаморфические породы Раховского массива Восточных Карпат. БМОИП, отд. геол., т. XXVII, вып. 6.
- Трусова И. Ф. 1954. Основные черты строения неогеновых вулканических образований Закарпатья. Тр. МГРИ, т. 26.
- Трушкевич Р. Т. 1960. До питання про виникнення складок у східній частині Мукачівської западини. Геол. журн. АН УРСР, т. 20, № 3.
- Утробин В. Н. 1958. Особенности тектонического строения Внешней Зоны Предкарпатского прогиба. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 5—6.
- Утробин В. Н. 1959. О геологическом строении и направлении дальнейших разведочных работ в Закарпатском внутреннем прогибе. Сб. «Геол. строение и нефтеносность зап. и южн. обл. Украины». Изд. АН УССР.
- Утробин В. Н. 1960а. О строении газоносных структур Внешней зоны Предкарпатского прогиба. Сб. «Комплексн. использ. горюч. газов Украины». Изд. АН УССР.

- Утробин В. Н. 1960б. Основные черты морфологии, гипсометрии и генезиса доэригичной поверхности Внешней зоны Предкарпатского прогиба и юго-западной окраины Русской платформы. Докл. АН СССР, т. 130, № 2.
- Федушак М. Ю. 1959. До питання про вік деяких уламків екзотичних конгломератів Предкарпаття. Геол. журн. АН УРСР, т. XIX, вип. 6.
- Федушак М. Ю. 1961. Условия образования экзотических конгломератов воротыщенской серии Предкарпатья. Автореф. дисс. Львов. гос. ун-т.
- Федушак М. Ю. 1962. Умови утворення екзотичних конгломератів воротыщенської серії Предкарпаття. Изд. АН УРСР.
- Филипеску М. Г. 1960. Сравнительное изучение черных сланцев флиша Восточных Карпат и меловых отложений Западных Карпат. Матер. IV съезда Карп. Балк. геол. ассоц., № 3. Изд. АН УССР.
- Фирсов Л. В. 1949. К вопросу о природе палеодиктион. БМОИП, отд. геол., т. XXIV, вып. 4.
- Фишкин М. Ю. 1954. О липаритовых куполах Береговского района Закарпатской области. Бюлл. вулканологической станции, № 23. Изд. АН СССР.
- Хижняков А. В. 1954. Новые следы позвоночных в нижнемииоценовых отложениях Предкарпатья. Геол. сб. Львов. геол. общ., № 1. Львов.
- Хлопонин К. Л. 1959. Палеоген Раховско-Пенинской зоны Восточных Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, вып. I. М.
- Хлопонин К. Л. 1963. О перетолженных крупных фораминиферах Восточных Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, вып. V. М.
- Хоменко В. И. 1961. Типи магнітних аномалій Закарпаття. Доп. АН УРСР, № 2.
- Хоменко В. И. 1962. Тектоническое районирование Закарпаття на основе использования расчетных значений интенсивности намагничивания. «Вопросы разведочной геофизики». Научн. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. 80.
- Цысь П. Н. 1951а. Про геоморфологічні особливості долини р. Прута в районі Ворохти. Наук. зап. Львів. держ. унів., т. XVIII, геогр. зб., вип. 1. Львів.
- Цысь П. Н. 1951б. Схема геоморфологического районирования западных областей Украинской ССР. Уч. зап. Львов. гос. ун-та, т. XVIII, геогр. сб., вып. 1. Львов.
- Цысь П. Н. 1952. Этапы развития рельефа Советских Карпат. Допов. та повід. Львів. держ. унів., вип. III, ч. 2.
- Цысь П. Н. 1953. Главнейшие структурно-морфологические закономерности строения Советских Карпат. Допов. та повід. Львів. держ. унів., вип. IV, ч. 2.
- Цысь П. Н. 1954а. К геоморфологии Верхней и Нижней Синеводненских котловин. Уч. зап. Львов. гос. ун-та, т. XXVIII, геогр. сб., вып. 2.
- Цысь П. Н. 1954б. Основные итоги и дальнейшие задачи геоморфологического изучения Советских Карпат. Уч. зап. Львов. гос. ун-та, т. XXVIII, геогр. сб., вып. 2.
- Цысь П. Н. 1956. Геоморфологические районы Советских Карпат. Наук. зап. Львів. держ. унів., т. XXXIX, геогр. сб., вип. 3.
- Цысь П. Н. 1957. Некоторые вопросы неотектоники Советских Карпат. Тезисы докл. Всес. междуведомственного совещ. по изуч. четверт. периода. Секция Карпат, Крыма и Кавказа. М.
- Цысь П. Н. 1959а. Деякі проблеми неотектоніки західних областей УРСР. Географ. збірник Львів. відділ. геогр. тов. УРСР, вип. 5.
- Цысь П. Н. 1959б. Основные проблемы геоморфологии Советских Карпат. Матер. II геоморф. совещания АН СССР.
- Цысь П. Н. 1963. О влиянии геоструктуры и новейших движений на эрозийное расчленение Советских Карпат. Геогр. сб. Львов. ун-та, вып. 7.
- Чарыгин М. М. 1940. Нефтяная промышленность Западных областей Украины. Разведка недр, № 2—3.
- Черняк Н. И. 1953. О добротовских слоях нижнего миоцена Предкарпатья. Геол. сб. Всес. нефтян. науч.-иссл. геол. разв. ин-та, № 2.
- Черняк Н. И. 1957. Некоторые замечания о расчленении палеогена северной части Советских Карпат. Геол. сб. Львов. геол. общ. при ЛГУ, № 4.
- Черныш А. П. 1950. Краткое сообщение об археологических разведках 1948 г. на Днестре. Бюлл. комиссии по изучен. четвертич. периода, № 15. Изд. АН СССР.
- Чигуряева А. А. 1956. Материалы к растительности предгорий Восточных Карпат в миоцене. Тр. ВНИИГ, вып. XXXII.
- Шакин В. А. 1958. Горизонт смугастих вапняків і його значення для зіставлення олігоценових відкладів східних Карпат. Доп. АН УРСР, № 4.
- Шакин В. А. 1959а. К вопросу о стратиграфическом расчленении и сопоставлении олигоценовых отложений Восточных Карпат. «Вопр. поисков, разв. и добычи нефти и газа на территории УССР». Госгостехиздат.
- Шакин В. А. 1959б. Строение менилитовой серии юго-восточной части Карпат и Предкарпатского краевого прогиба. Сб. «Геол. строен. и нефтегазон. зап. и южн. обл. Украины». Изд. АН УССР.

- Шакин В. А., Глушко В. В. 1957. Менилитовые отложения северо-восточного склона Карпат и Предкарпатского прогиба. Геология нефти, № 9.
- Шакин В. А., Сандлер Я. М. 1963. Гипсы в олигоценовом флише Карпат. Тр. Укр. НИГРИ, вып. VI, М.
- Шакин В. А., Кантолинский С. И. 1963. Про стратиграфічне положення товщі темноколірних порід району Дясіно-Поляна в Закарпатті. Геол. журн. АН УРСР, т. XXIII, вип. 3.
- Шатский Н. С. 1946. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- Шатский Н. С. 1947. О сравнительной тектонике северной Америки и Восточной Европы. Юбил. сессия АН СССР с 15 июня—3 июля 1945 г., т. II. Изд. АН СССР.
- Шебакин Н. В. 1957. Использование соотношения между интенсивностью и балльностью для оценки глубины астеносферы в районе Вранча (Карпат). Докл. на I сейсмологической конференции ЧСАН.
- Шевырев С. И. 1956а. О стратиграфическом расчленении палеогена Восточных Карпат. Науч. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. XLVI, сер. геол., № 1.
- Шевырев С. И. 1956б. К вопросу о тектоническом районировании Центральной синклиналильной зоны Восточных Карпат. Науч. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. XLVI, сер. геол., № 1.
- Шевырев С. И. 1959. Некоторые вопросы условий осадконакопления и формирования пород эоцена Восточных Карпат. Научн. зап. Львов. политехн. ин-та, вып. 53.
- Шеремета В. Г. 1957. К вопросу о стратиграфическом положении угленосной толщи с. Березинки, Закарпатской обл. УССР. Доп. та повід. Львів. держ. унів., вип. VII, част. III.
- Шеремета В. Г. 1958. Стратиграфія пліоценових відкладів Закарпаття по фауне остракод. Питання геології Львів. держ. унів., вип. 9.
- Шеремета В. Г. 1959. Значение остракод для стратиграфического расчленения осадков опресненного паннонского бассейна в Закарпатье. В сб. «Вопросы био-стратиграфии континентальных толщ». Тр. III сессии ВПО (24—29 января 1957 г.).
- Шеремета В. Г. 1961. Некоторые новые виды остракод из сарматских и паннонских отложений Закарпатья. Палеонт. сб. Львов. геол. общ., № 1.
- Шрамко П. П., Лепченко Г. Я. 1960. Про динамограніт і вміщуючі його породи району с. Ділового на Закарпатті. Геол. журн. АН УРСР, т. XX, вип. 5.
- Шуцкая Е. К. 1950. О положении зоны *Globorotalia subbotinae* Мог. в нижнем палеогене Центрального Предкавказья. Докл. АН СССР, нов. сер., т. LXXV, № 2.
- Щекина Н. А. 1960. История неогеновой флоры Украинских Карпат и Прикарпатья. Сб. «Флора и фауна Карпат». Изд. АН СССР.
- Эберзин А. Г. 1948. Неоген Молдавской ССР. Науч. зап. Молдавской науч.-иссл. базы АН СССР, т. I, вып. 1. Кишинев.
- Юркевич О. И. 1955. К вопросу о сейсмичности Закарпатья. Тр. геофиз. ин-та АН СССР, № 30.
- Яковлев С. А. 1948. О карте отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных с нею территорий. Тр. II Всес. геогр. съезда, т. II. ОГИЗ. Географиз.
- Ямниченко И. М., Пермяков В. В., Голяк Л. М. 1960. Особливості розвитку основних структурних елементів УРСР і МССР в кінці триасу та протягом нижньої і середньої юри. Геол. журн. АН УРСР, т. 20, № 2.
- Яцко И. Я. 1933. К вопросу об ископаемых реках в Западной Подолии. Тр. Геоморфологич. ин-та АН СССР, вып. 9.
- Яцко И. Я. 1954. Вклад украинских ученых в развитие отечественной геологии. Тр. Одесск. гос. ун-та.
- Alth A. 1850. Geognostisch — paleontologische Beschreibung der nächsten Umgebung von Lemberg. Heidingersnaturwiss. Abhandlungen, III, Abth. II. Wien.
- Alth A. 1871a. Opis i mapa «Zródle solnych i naftowych». Spr. Kom. Fizjogr. Kraków.
- Alth A. 1871b. Pogląd na źródła solne i naftowe, tudzież na warzelnie soli kuchennej w Galicyi i Bukowinie. Spraw. Kom. Fizjogr. Kraków.
- Alth A., Bieniasz F. 1887. Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zes. I. Wyd. Kom. Fizjogr. Pol. Akad. Um. Kraków.
- Andrusov D. 1931. Geologický výzkum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. Roczn. Stát. geol. úst. ČSR, sv. VI. Praha.
- Andrusov D. 1933a. O vztahu východních Karpát ke Karpátum západním. Věsth. St. geol. ust. Českoslov. Rep., roczh. IX, N 2. Praha.
- Andrusov D. 1933b. Hlavní rysy geologické stavby východních Karpát v Podkarp. Rusi. Vest. Statn. geol. ust. ČSR IX, c. 3—4. Praha.

- Andrusov D. 1933c. Sur la relation des Carpathes orientales avec les Carpathes occidentales. Vestn. Statn. Geol. Ustavu Českosl. Republ., Ann. IX, N 2. Praha.
- Andrusov D. 1936a. Geologické výzkumy v Podkarpatske Rusi v letech 1932—1934. Carpatica I. Praha.
- Andrusov D. 1936b. Les nappes subtriasiques des Carpathes occidentales. Carpatica.
- Andrusov D. 1937. Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen. Mitteil. der Geol. Gesellsch. in Wien, Bd. XXX. Wien.
- Andrusov D. 1938a. Geologie slovenska. Sbor. pro výz. Slovenska a Podk. Rusi. Sbirka příruček, sv. 1. Praha.
- Andrusov D. 1938b. Nové paleogenné fauny slovenska. (Paleontologická studie v západných Karpatach IV.) Sborn. banskeho muzea v Banskej Stiavnici, sv. II.
- Andrusov D. 1938c. Geologický výzkum vnútorného Bradlového Pasma v Západných Karpatech, časť III, Tektonica. Rozpravy Státniho Geolog. Ustavu Československe Republiky, sv. IX.
- Andrusov D. 1945. Geologický výzkum vnútorného bradlového pasma v Západných Karpatech. Práce stat. geol. ústavu S—13, časť IV a V. Bratislava.
- Andrusov D. 1958, 1959. Geologia Československých Karpat, z. I, II. Bratislava.
- Andrusov D. 1960. Neues über die Epirogenese und Orogenese in den Westkarpaten. Geol. Rundschau, Bd. 50. Stuttgart.
- Andrusov D., Hynie O. 1930. Předbežná správa o geologických Výzkumech. Flisoveho Uzemi u dolí Vhu v Podkarpatske Rusi. Vest. Statn. Geol. ust. Českoslov. Rep., z. 1, c. 3. Praha.
- Andrusov D., Hynie O. 1931. O stratigraficnem zozdelemi Spodni Kzidy Spodního subtriaskeho prikrovu na Stzednim slovensku. Vest. Stat. Geol. ust. CSR, R. VII.
- Angerman K. 1890. Dyslokacie w Karpatach. Kosmos., t. XV. Lwów.
- Atanasiu I. 1929. Cercetari geologice in Umprejurimile Tulghesului Anuarul. Inst. geol. Romaniei, t. XIII. Bucuresti.
- Avis (Bulletin) macrosismique de Hongrie 1906—1913 an. Institut Meteor et Magnet. Budapest 1906—1910. (Observatoire Seismologie de l'univers de Budapest 1911—1913).
- Bąkowski J. 1881. Głina dyluwialna we Lwowie i najbliższej okolicy. Kosmos, roczn. VI. Lwów.
- Bąkowski J. 1882. Olej skalny stężyły. Kosmos, t. VII. Lwów.
- Bieda F. 1928. Numulity i Ortofragminy cocenu z Pasiecznej kolo Nadwornej. Rocznik Pol. Tow. Geol. za 1927, t. IV. Kraków.
- Bieda F. 1931. Egzotyki numulitowe z Karpat polskich. Roczn. PTG, t. VII. Kraków.
- Bieda F. 1935. Sprawozdanie z badań nad otwornicami fliszu pieninskiego. Pos. Nauk. PIG, nr. 42. Warszawa.
- Bieda F. 1938. O numulitach z łupków menilitowych ze Seletyna na Bukowinie. Sprawozd. Państ. Inst. Geol., t. IX, z. 2. Warszawa.
- Bieda F. 1946. Stratigrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic. Roczn. Polsk. Tow. Geol., t. XVI. Kraków.
- Bieda F. 1951a. Starszy trzeciorzed — Pol. Tow. Geol. Regionalna geologia Polski, t. I, Karpaty (praca zbiorowa), z. I, Stratygrafia. Kraków.
- Bieda F. 1951b. Młodszy trzeciorzed Karpat i Przedgorza. Regionalna Geologia Polski, t. I, Karpaty, z. I, Stratygrafia. Kraków.
- Birkenmajer K. 1953. Tektonika pieninskiego pasa skałkowego Pol. Tow. Geol. Regionalna Geologia Polski, t. I, Karpaty (praca zbiorowa), z. 2, Tektonika. Kraków.
- Bulletin sismique. Bureau central Seismologie der Strassburg. Institut de Physique de Globe. 1922—1939.
- Błachowski R. 1936. Über die karpatische grenze der nordischen Vereisung. Zeitschr. d. Gesell. für Erdkunde. Berlin.
- Błachowski R. 1938. W sprawie granicy lodowca dyluwialnego w okolicach Sambora. Kosmos, roczn. 63, z. IV. Lwów.
- Bohdanowicz K., Jaskólski S. 1928. Przyczynek do znajomości piaskowca borysławskiego. Roczn. PTG, t. V. Kraków.
- Böhm B. 1930. Stratygrafia trzeciorzedu karpackiego na podstawie fauny rybiej. Pamiętnik I. Zjazdu Geolog. Naft. we Lwowie. PIG. Karp. Stacja Geologiczna. Warszawa — Borysław — Lwów.
- Böhm B. 1934. Fauna przedgórza Karpat w okolicy Stryja i Doliny i jej znaczenie stratygraficzne. Karp. Instyt. Geol. Naft. Biul. 21. Borysław.
- Böhm B. 1939. O tertonie przedgórza Karpat w okolicy Felsztyna (ark. Sambor). PIG, Biul. 17, Przyczynki do geologii Polski za rok 1938—1939. Warszawa.
- Bruderer W. 1926a. Kosmacz. Złóża ropne w Polsce. Karp. Stacja Geol. Biul. 14. Borysław.

- Bruderer W. 1926b. Brzeźne jednostki tektoniczne Polskich Karpat Wschodnich. Spr. PIG, III, Warszawa.
- Buday T., Kodym O., Magel M., Maška M., Matějka A., Svoboda I., Zoubek V. 1960. Tectonica Development of Czechoslovakia. Nakladatelstvi československé Akademie věd, Praha.
- Bujalski B. 1924. O budowie geologicznej okolic Bitkowa. Pos. Nauk. PIG, Warszawa, Kosmos, 49, Lwów.
- Bujalski B. 1925. Budowa geologiczna Karpat w obszarze Bitkowa. Stacja Geol. Borysł. Biul. 9, Warszawa.
- Bujalski B. 1927. Majdan. Przemysł. Naftowy I. Lwów.
- Bujalski B. 1928. Sprawozdanie ze zdjęć geologicznych wykonanych w r. 1927, Pos. Nauk., PIG, nr. 21, Warszawa.
- Bujalski B. 1929a. Sprawozdanie z robót wykonanych w lecie 1928 r., Pos. Nauk. PIG, nr. 24, Warszawa.
- Bujalski B. 1929b. Bitków. Kopalnie Hafty i Gazów Ziemych w Polsce, t. I. Warszawa — Borysław — Lwów.
- Bujalski B. 1929c. Pasieczna. Kopalnie Nafty i Gazów, Ziemych w Polsce, t. I. Warszawa — Borysław — Lwów.
- Bujalski B. 1930. Budowa geologiczna przedgórze Karpat Wschodnich między Łukwią a Rybnicą. Sprawozd. PIG, t. VII, z. 2, Warszawa.
- Bujalski B. 1938a. Województwo Stanisławowskie jako obszar możliwych rezerw ropnych. Kwartalnik Żłoty Szlak, Warszawa.
- Bujalski B. 1938b. Arkusz Nadwórna. Ogólna Mapa Geologiczna Polski w skali 1:100 000, ark. 3, PIG, Warszawa.
- Bujalski B., Jabłoński E., Tołwiński K., Weigner S. 1927. Mapa geologiczna polskich Karpat Wschodnich wraz z tekstem objaśniającym K. Tołwińskiego 1:200 000. Karp. Stacja Geol. Biul. 10, Warszawa — Borysław.
- Chlebowski T. 1937. Budowa geologiczna okolic położonych na SE od Turki nad Stryjem. Spr. PIG, t. VIII, Warszawa.
- Chlebowski T. 1947. Sposzczenia geologiczne z miocenu Kałusza i Bochni. Przuczunki do geologii Polski za rok 1946. Państw. Inst. Geol. Biul. 29, Warszawa.
- Chlebowski T., Czernikowski J. 1936. Badania mikrofaunistyczne na przedgórze pokuckim i okolic Stryja. Przem. Naft., XI, Lwów i Komunikaty «Pioniera», B. 20, Lwów.
- Chlebowski T., Czernikowski J. 1937. Badania mikropaleontologiczne we wschodnim przedgórze Karpat Polskich. Przem. Naft., XII, Lwów.
- Cholnoki J. 1928. Alföldünk morforologiai problemái Földt. Közl.
- Čermak 1912. O zaledneni Karpat. Sb. CS Spoleonosti Zemepisne, s. XVIII, Praha.
- Cizancourt H. 1925. O budowie przedmurza polskich Karpat Wschodnich. Stacja Geol. Borysław, biul. 12.
- Cizancourt H. 1927. Przyczynki do znajomości przedgórze w okolicy Truskowca. Kosmos, t. LI, z. 1—4, Lwów.
- Cizancourt H. 1929a. Kilka uwag o stratygrafii przedgórze Karpat Wschodnich. Spr. PIG, t. V, z. 1—2, Warszawa.
- Cizancourt H. 1929b. Rypne — Duba. Kopalnie Nafty i Gazów Ziemych w Polsce. Red. K. Tołwiński, t. I. Warszawa — Borysław — Lwów.
- Cizancourt M. 1928. O kilku nummulitach z fliszu karpackiego i ich znaczeniu dla stratygrafii Karpat. Kosmos, roczn. 53, z. II—III, Lwów.
- Cizancourt M. 1933. Otwornice priabofskie z Bukowca w Karpatach Wschodnich. Spr. PIG, t. VII, Warszawa.
- Cizancourt M., Cizancourt H. 1926. Sprawozdanie z badań dokonanych w północno-wschodniej części arkusza Turka. Pos. Nauk. PIG, nr. 15, Warszawa.
- Cizancourt M., Cizancourt H. 1928. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1927 na arkuszu Turka. Pos. Nauk. PIG, nr. 21, Warszawa.
- Czarnocki J. 1933a. Stratygrafia mioceny w podwschodnie części przedgórze Karpat między Prutem i Kosowem oraz umagi ogolne o pretortonie na brzegu Karpat Wschodnich, Pos. Nauk. Państw. Instytut. geolog. nr. 36, Warszawa.
- Czarnocki J. 1933b. Stratygrafia i tektonika młodszego miocenu Przedgórze Karpat Wschodnich. Sprawozdanie z badań wykonanych w r. 1932. Oddział geologiczny S. A. «Pionier», serja B, nr. 6, Lwów.
- Czarnocki J. 1934a. O skałach egzotycznych w zlepieńcach stobódskich i warstwach polanickich w okolicy Starej Soli. Pos. Nauk. PIG, nr. 39, Warszawa.
- Czarnocki J. 1934b. Miocen młodszy okolic Drohobycza i Sambora. Pos. Nauk. PIG, nr. 39, Warszawa.
- Czarnocki J., Kowalewski K. 1932. Torton górny i jego fauna z otworów wiertniczych okolic Daszawy. Pos. Nauk. PIG, nr. 32, Warszawa.
- Czyżewski J. 1928. Z historii doliny Dniestru. Prace geogr., z. X, Lwów — Warszawa.

- Czyżewski J. 1931. Z fizjografji Pokucia. Prace geograficz. z. XII. Pokucie. Lwów — Warszawa.
- Czyżewski J. 1934. Podział przedgórza polskich Karpat Wschodnich. Czasop. Geograficzne, z. 1. Lwów.
- Czyżewski J., Zierhoffer A. 1936. Kilka spostrzeżeń z wycieczki we wschodnią częśći polnocnej krawędzi Podola i Wołynia Grzędowego. Roczn. LXI, z. 1. Lwów.
- Dunikowski E. 1880. Przyczynek do znajomości galicyjskiego dyluwjum. Kosmos, V. Lwów.
- Dunikowski E. 1881. Brzegi Dniestru na Podolu galicyjskiem. Kosmos, VI. Lwów.
- Dunikowski E. 1889. Nowe obfite źródło nafty. Kosmos, t. 14. Lwów.
- Dunikowski E. 1891. Atlas Geologiczny Galicji Ark. (Tuchla, Dolina, Ökörmező, Porohy, Brustura). Tekst do z. IV. Kraków.
- Fekete E. 1942a. Bericht über die Drehwaagenmessungen jenseits der Theiß. Bericht über die Tätigkeit Heophysikal. Inst. Budapest.
- Fekete E. 1942b. Bericht über die Drehwaagenmessungen, ausgeführt im Karpathengebiet (Ruszinszkó) in der Umgebung von Aknaszlatina. Técső und Huszt. Bericht über die Tätigkeit Heophysikal. Inst. Budapest.
- Ferenczi I. 1937. A Csonkaszatmar es csonkabereg megyeben vegrett földtani metatoda munka ered menyei. A. m. Kir., Földtani Interet Évi Jelentese az 1929—1932 évekröl. Budapest.
- Foeterle F. 1868a. Die Chlorkalium Ablagerung zu Kafusz, Oster. Zeitschr. für Berg. u. Hüttenwesen. Wien.
- Foeterle F. 1868b. Die Chlorkalium (sylwin) Ablagerung zu Kafusz. in Galizien. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien.
- Friedberg W. 1905. Atlas geologiczny Galicji. Z. XIX, Wydawn. Komisij Fizjogr. Akad. Um. Kraków.
- Gams H. 1934. Über das Alter der Flora und von Starunia. Roczn. PTG, t. X. Kraków.
- Gąsiorowski H. 1906. Ślady glacyalne na Czarnohorze. Kosmos XXXI, z. 1—12. Lwów.
- Glocker E. 1843. Menilitschiefer in Mähren. Amt. Bericht, der deutscher Naturf. Vers. in Gratz.
- Grzybowski J. 1903. Atlas geologiczny Galicji. Tekst do z. XIV. Kraków.
- Hacquet B. 1794. Neueste physikalisch — politische Reisen in den Jahren 1791 bis 1793 durch die Dacischen und Sarmatischen oder nördlichen Karpathen, 4 Theile. Nürnberg.
- Halicki B. 1929. Dyluwjalne zlodowacenie północnych stoków Tatr. Posiedz. Nauk. Państw. Inst. geol., N 24. Warszawa.
- Halicki B. 1930. Dyluwjalne zlodowacenie północnych stoków Tatr. Spr. Państw. Inst. geol. V. Warszawa.
- Halicki B., Olczak T. 1953. Zlodowacenia czwartorzędowe i anomalie gravimetryczne na Niżu Europejskim. Acta Geologica Polonica, Vol. III, N 1. Warszawa.
- Hauer F. 1858. Bericht über die geologische Ubersiechts—Aufnahme im nordost Ungarn in Sommer. Jahr. der k. k. geol. Reichsanstalt, Band X. Wien.
- Heim A. 1919. Observations sur la region petrolifère de Rypne. Archives des Sciences Phys. et Natur. ann. 124, 5-me Per., vol. I. Geneve.
- Hempel J. 1930. Sprawozdanie z robót letnich, wykonanych w r. 1929 na SE wiarce arkusza Sanok—Brozo żow. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geolog., N 27. Warszawa.
- Hilber V. 1880. Geologische Aufnahmen im Galizischen Tieflande.
- Horwitz L. 1928. Karpaty rumuńskie a polskie, pare porównań. Pos. Nauk. PIG, nr. 19—20. Warszawa.
- Horwitz L. 1935. Próba powiazania wschodnich karpackich jednostek z sachodniemi. Spr. PIG. Warszawa.
- Horwitz L. 1936. W sprawie wieku łupków menilitowych. Sprawozd. PIG, t. VIII, z. 4. Warszawa.
- Horusitzky H. 1906. Über die aus der Tisza gezogenen diluvialen Wirbeltierreste. Földtani Közlöny, Kötet XXXVI, füzet 1—3. Budapest.
- Hynie O. 1936. Volosianská anticlinála v pograničnem flyšvém pasmu pri Urockém Prasmyku. Věstník. Státn. Geol. Ust. ČSR račn. XII, c. 5. Praha.
- Imre B. 1944a. Jebentés az 1943 évben Erdélyben végzett torsiós ingamérésekröl. Jebentés a M. Kir. Báro Eötvös Lorand Geofizikai intézet Müködéséről, az 1943. Evben. Budapest.
- Imre B. 1944b. Jebentés az 1943 évben az orszag szakkeleti pészében végzett torsiós ingamérésekröl. Jebentés a M. Kir. Báro Eötvös Lorand Geofizikai intézet Müködéséről az 1943. Evben. Budapest.
- Istvan H. 1883. Le developement de la Tisza, Abrege ve Földt. Közlöny, XIII, Budapest.

- Jabłoński E. 1923. Geologia Przedgórze Karpat, między Dobromilem a Stryjem. Stacja Geolog. w Borystawiu. Biul. 2. Borysław.
- Jabłoński E. 1925. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1924 na arkuszach Dolina i Porohy. Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol., N 11. Warszawa.
- Jabłoński E. 1927. Sprawozdanie z robót letnich w r. 1926 na arkuszu Stary Sambor. Pos. Nauk. PIG, nr. 18. Warszawa.
- Jabłoński E., Weigner S. 1924. Tektonika strefy brzeżnej Karpat fliszowych między Swicą i Łomnicą. Pos. Nauk. PIG, nr. 7. Warszawa.
- Jabłoński E., Weigner S. 1925. Brzeg Karpat fliszowych między Swicą a Łomnicą. PIG. Stacja. Geol. Borysław. Biul. 6.
- Jacziński W. 1865. Das Vorkommen und die Gewinnung des Bergöls und Bergwaxes in Borysław. Oster. Zeitschr. für Berg. u. Hüttenwesen.
- Jahn A. 1936. Proba wyjaśnienia kilku form w zachodniej części północnej krawędzi Podola. Kosmos, roczn. LXI, z. I. Lwów.
- Jahn A. 1937. Zdjęcie morfologiczne północnej krawędzi Podola i jej przedpola między potokami Kocurowskim i Ponoryleckim. Kosmos, roczn. LXII, z. IV. Lwów.
- Jahn A. 1946. Stratygrafia czwartorzędu w dorzeczu Bugu. Roczn. PTG, t. XVI. Kraków.
- Jahn A. 1950. Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej. Acta geol. pol., v. I. Warszawa.
- Jahn A. 1952. Czwartorzęg północny części arkusza Zamosc. «Z badań czwartorzędu w Polsce», t. 11. Warszawa.
- Janczewski E. 1925. O warjometrze grawitacyjnym Eötvösa w zastosowaniu do badań geologicznych. Pos. Nauk. PIG, nr. 13. Warszawa.
- Janczewski E. 1927. Sprawozdanie z badań grawimetrycznych wykonanych w okolicy Kałusza. Pos. Nauk. PIG, nr. 17. Warszawa.
- Janczewski E. 1928. Sprawozdanie z badań grawimetrycznych wykonanych w r. 1927 w okolicy Kałusza. Pos. Nauk. PIG, nr. 49—50. Warszawa.
- Janczewski E. 1929. Sprawozdanie z badań grawimetrycznych, wykonanych w roku 1928 na Podkarpaciu. Pos. Nauk. PIG, nr. 24. Warszawa.
- Janczewski E. 1933a. Anomalji grawimetryczne na przedgórzu polskich Karpat Wschodnich. Geol. Statyst. Naft. Borysław.
- Janczewski E. 1933b. Sprawozdanie z badań sejsmicznych wykonanych w r. 1932 przez Państwowy Instytut Geologiczny. Kom. S. A. «Pionier», seria B, nr. 4. Lwów.
- Janczewski E. 1939. Sprawozdanie z badań geofizycznych w r. 1930 na Podkarpaciu. Państw. Szkoła Geol. PIG, biul. 14 i Pos. Nauk. PIG, nr. 29. Warszawa.
- Jucha St. 1957. Łupki jasielskie w Karpatach fliszowych. Przegląd geologiczny, N 11. Warszawa.
- Kalinowski S. 1926. Wyniki pomiarów magnetycznych wykonanych w różnych miejscach Polski w latach 1923—1924. Warszawa.
- Kamiński M. 1936. O tufach wulkanicznych przedgorza Karpat. Archiwum Mineralogiczne Towarzystwa Naukowego Warszawskiego, t. XII. Warszawa.
- Kisłowski A. 1937. Opis do mapy sejsmicznej obszarów objętych badaniami sejsmicznymi w latach 1929—1937.
- Klimaszewski M. 1932. O kilku problemach glacialnych w Polsce. Roczn. PTG, t. VIII, z. 2. Kraków.
- Klimaszewski M. 1936a. Przyczynek do znajomości stratygrafii utworów dyluwialnych w Karpatach Zachodnich i na ich przedpolu. Starunia, N 13. Kraków.
- Klimaszewski M. 1936b. Zasiąg maksymalnego zlodowacenia w Karpatach zachodnich. Wiadomości Geograficzne. Roczn. XIV, zes. 3—4. Kraków.
- Klimaszewski M. 1936. Z morfologii doliny Sanu między Leskiem a Przemysłem. Przegląd Geograficzny, t. XVI. Warszawa.
- Klimaszewski M. 1937. Die südgrenze der maximalen Vereisung in den Westkarpathen. Zeitschr. für Gletscherkunde, Bd. XXV.
- Klimaszewski M. 1948. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Prace Wrocl. Tow. Naukowego, seria B, N. 7. Wrocław.
- Kluk K. 1781a. Rzeczy kopalnych osobliwie zdatniejszych szukanie. Warszawa
- Kluk K. 1781b. O rzeczach kopalnych w powszechności, o wodach, sklach, tłuściościach ziemnych i ziemiach z figurami. Warszawa.
- Kluk K. 1791. Rzeczy kopalnych, t. 1. Warszawa.
- Kluk K. 1802. Rzeczy kopalnych, t. 2. Warszawa.
- Koszwa M. 1927. Roswojpolodowcowej flory i klimatu Podola w swietle analizy pyłkowej. Prace Geograficzne, z. IX. Lwów.
- Kokoszyńska B. 1939. Badania dolnej kredy w Karpatach Przyczynki do geologii Polski za rok 1938—1939. Biul. PIG, N 17. Warszawa.
- Kondracki J. 1934. O zlodowaceniu pasma Nienesi w Karpatach Marmaroskich. Przegląd Geograficzny, t. XIV, z. 3—4. Warszawa.

- Königsberger J. 1928. Zur Deutung der Karten magnetischen Isoanomalien und Profile. Gerlands Beitr. 2 Geoph. Bd. XIX.
- Kosack H. 1937. Przyczynę do znajomości zasięgu południowo—wschodniej granicy największego zlodowacenia (Cracovien) w Polsce. Kosmos, Rocznik LXII, z. IV. Lwów.
- Kostyniuk M. 1938. Analiza pyłkowa dwóch torfowisk w okolicy Rudek i Sambora. Kosmos, zocn. LXIII, z. III, seria A. Lwów.
- Kozłowski L. 1922. Starsza epoka kamienna w Polsce (Paleolit). Poznańskie Towarzystwo przyciol. nauk. Prace komisji archeologicznej, t. I, z. 1. Poznań.
- Krajewski S. 1924. Szkic geologiczny okolicy Opaki. Karp. Stacja Geol. w Boryslawiu Biul. 4.
- Krajewski S. 1928. Z. badań geologicznych, wykonanych w r. 1927 w okolicy Zubrzyca na ark. Turka. Spr. PIG, t. 4. Warszawa.
- Krajewski S. 1932. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w 1931 r. Posiedz. Nauk. Pol. Inst. Geol., N 33. Warszawa.
- Krajewski S. 1934. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w r. 1933 na ark. Smorże i Turka, Pos. Nauk. PIG, nr. 39. Warszawa.
- Kreutz F. 1871. Das Vihorlat—Gutin—Trachitgebirge (im nordöstlichen Ungarn), Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Band 21, 1 Heft. Wien.
- Kreutz F. 1881. Über den Ursprung des Steinsalzes am Rande der Karpathen, Vorh. d. Geol. Reichsanst. Wien.
- Kreutz S. 1881. O tworzeniu się i przeobrażaniu wosku i oleju ziemnego w Galicyi, Kosmos, VI. Lwów.
- Kreutz S., Zuber R. 1881. Stosunki geologiczne okolic Mrażnicy i Schodnicy, Kosmos, 6. Lwów.
- Kreutz S. 1915a. Gipsy polskie (Podkarpacie). Rozpr. Ak. Umiejetn., t. XV. Kraków.
- Kreutz S. 1915b. O mineralach złożeń truskawieckich. Rozpr. Ak. Umiejetn., t. XV. Kraków.
- Kreutz S. 1929. Skały wybuchowe Czywczyna. Pol. Ak. Umiejetn. Spr., nr. 34. Kraków.
- Kreutz S., Głowińska A. 1932. Polskie głązy narzutowe. Roczn. PTG, t. VIII, z. 2, Kraków.
- Kropaczek B. 1919a. Borysław, Atlas studjum geologiczne. Stacja Geol. w Boryslawiu.
- Kropaczek B. 1919b. Borysław, Studium geologiczne. Według materiałów, zebranych przez śp. Kropaczka, zestawit J. Grzybowski. Kraków.
- Kuthan M. 1948. Undačný vulkanizmus Karpatského, orogenu a vulkanologické štúdiá v sev. časti, Prešovských hôr. Práce štátneho geol. ústavu, sošit 17. Bratislava.
- Kuźniar Cz. 1930. Budowa złożeń soli potasowych w nieski kałuskiej. Pos. Nauk. PIG, nr. 25. Warszawa.
- Kuźniar Cz. 1931a. Budowa geologiczna słożeń soli potasowych w Stebniku Pol-Ak. Umiejetn. Spr. 36. Kraków.
- Kuźniar Cz. 1931b. Złożeń soli potasowych w Hołyniu. Pos. Nauk. PIG., t. 31. Warszawa.
- Kuźniar Cz. 1931c. Mirabilit w złożeń solnych w Hołyniu, Kropiwniku i Siwce. Pol Ak. Um. Spr. 36. Kraków.
- Kuźniar Cz. 1932. Złożeń soli potasowych w Kałuszu. Pos. Nauk. PIG, t. 34. Warszawa.
- Kuźniar Cz. 1933a. Über ein Salzgestein aus Morszyn, Ac. Sc. Biul. Intern. A. Kraków.
- Kuźniar Cz. 1933b. Złożeń soli potasowych w Hołyniu. Spr. PIG, t. VIII. Warszawa.
- Kuźniar Cz. 1934. Pokłady soli potasowych na południowy — wschod. i pfdn. kopalni Stebnickiej. Pos. Nauk. PIG, t. 38. Warszawa.
- Kuźniar Cz. 1939. Złożeń soli w Kałuszu. Prace Panstw. Inst. geolog., t. III, z. 3. Warszawa.
- Kwiatkowski A. 1935. Prace grawimetryczne w latach 1933—1934. Główny Urząd Miar. Seria IV. Warszawa.
- Kwiatkowski A. 1937a. Prace grawimetryczne w r. 1935. Główny Urząd Miar. Seria U. Warszawa.
- Kwiatkowski A. 1937b. Wyniki pomiarów grawimetrycznych na obszarze Przedgórze między Sanem a Sukielą. Przemysł Naftowy, zeszyt 16. Lwów.
- Kwiatkowski A. 1938. Prace grawimetryczne w latach 1936. i 1937. Główny Urząd Miar. Warszawa.
- Kwieciński K. 1915. Wykopaliska Staruńskie. Kosmos, t. 40. Lwów.
- Lill de—Lillienbach. 1835. Überblick über die Karpathen der Marmarosch und Transylvanien. Wien.

- Lilpop J., Szafer W. 1922. Przyczynek do znajomości flory i klimatu dyluwjum polskiego. Bull. da serw. géol. de Polone I. Warszawa.
- Limanowski M. 1904. Wycieczka w Tatry i Pieniny (IX Międzynarodowy Kongres Geol., 1903), Pam. Tow. Tatrzańskiego, t. 25. Kraków.
- Limanowski M. 1905. Rzut oka na architekturę Karpat. Kosmos, t. 30. Lwów.
- Limanowski M. 1906. Sur la genèse des Klippes des Carpathes. Bull. Soc. géol. France, 4, série, VI t. Paris.
- Lóczy L. 1912. A Villányi és Báni hegység geológiai viszonyai. Földtani Közlöny, kötet XLII, füzet 9—10. Budapest.
- Łomnicki M. 1881. Zapiski do fauny dyluwijalnej w Galicyi wschodniej. Kosmos, roczn. VI. Lwów.
- Łomnicki M. 1885. Głazy narzutowe z epoki lodowej w Kamieniopolu pod Lwowem. Kosmos, roczn. X. Lwów.
- Łomnicki M. 1886. Mięczaki znane dotychczas z plejstocenu galicyjskiego. Kosmos, roczn. XI. Lwów.
- Łomnicki M. 1893. Przyczynek do geologii okolicy Lwowa. Kosmos, roczn. XVIII. Lwów.
- Łomnicki M. 1894. Pleistocenske owady z Borysławia. Zesz. 9, Muzeum im. Dzieduszyckich. Lwów.
- Łomnicki M. 1895a. Atlas geologiczny Galicji. Tekst do z. VII. Kraków.
- Łomnicki M. 1895b. Atlas geologiczny Galicji. Tekst do z. IX. Kraków.
- Łomnicki M. 1897a. Atlas geologiczny Galicji. Tekst do z. X, cz. I, II. Kraków.
- Łomnicki M. 1897b. Ily krakowieckie. Kosmos, roczn. XXII, z. 12. Lwów.
- Łomnicki M. 1898. Atlas geologiczny Galicji, Tekst do z. X, cz. II. Kraków.
- Łomnicki M. 1915. Mamut (Elephas primigenius Blmb.) pod Lwowem. Rozprawy i wiadomości Muzeum im. Dzieduszyckich, t. II, z. 1—2. Lwów.
- Łomnicki J. 1897. Przyczynek do znajomości plejstocenu Lwowskiego. Kosmos, XXII. Lwów.
- Łomnicki J. 1901. Otwornice miocenu Pokucia. Ber. Physiogr. Kom. Ac. Wiss., vol. 35. Kraków.
- Łomnicki J. 1905. Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do z. XVIII (ark. Stanisławow, Kolemyja, Sniatyn). Kraków.
- Łozinski W. 1905. Doliny rzek Wschodnio-Karpackich i Podolskich. Kosmos, roczn. XXX. Lwów.
- Łozinski W. 1921. Wpływy tektoniczne w rozwoju rzek Karpat fliszowych. Kosmos, roczn. XLVI, z. II—III. Lwów.
- Łozinski W. 1925. Das Seismische Verhalten der Karpathen und ihres Vorlandes Gerland's Beiträge zur Geophysik. Bd. XII. Leipzig.
- Lugeon M. 1902. Analogie entre les Carpathes et les Alpes. C. R. Acad. Sc. Paris.
- Lugeon M. 1903. Les nappes de recouvrement de la Tatre et l'origine des Klippes des Carpathes. Bull. Soc. vaud. sc. nat., XXXIV. Lausanne.
- Macovei G., Atanasiu J. 1934. Lévolution géologique de la Roumanie. Crétacé Anuarul inst. geol. al Romaniei, vol. XVI, 1931. Bucuręsti.
- Macroseismische Nachrichten Hauptstation f. Erdbeben forschung in Strassburg N 1—13. Strassburg 1908—1909.
- Maheľ M. 1961. Tektonik der Zentralen Westkarpaten. Geol. práce 60, Bratislava.
- Majzon L. 1943. Adotov egyes Karpaljai fieszitegeknez tekinteu tela globotruncana M. Kir., p. X. Evonyve.
- Malicki A. 1938. Kras gipsowy Podola Pokuckiego. Prace geograficzne, z. XVIII. Lwów—Warszawa.
- Malicki A., Jahn A. 1937. Pochodzenie żwirów występujących w obrębie północnej krawędzi Podola i południowego Nadbuża. Kosmos, roczn. LXII, z. IV. Lwów.
- Matejka A. 1929. Několik poznánek o vnitřnim útesovém pasmu v okolí Novoselica v Podkarpatské Rusi. Věstn. Stát. geol. ústavu Českoslov. republiky, roczn. V. Praha.
- Matejka A. 1936. Zpráva o výzledcích geologického Vyzkumu v Uzemi, Jizne od Volocjanku v Podkarpatske Rusi. Věstn. statn. geol. ust. Českoslov. Rep., roczn. XII. Praha.
- Matejka A., Andrusow D. 1930. Přispěvky ku geologii fliše v povodi Latorice a Víče v Podkarpatske Rusi. Věstns. Státn. geol. úst. Českoslov. Republiky, roczn. VII. Praha.
- Matejka A., Zelenka L. 1932. Přispěvek ku geologie okolice Jasine v Podkarpatské Rusi. Vestn. stat. geol. ust. CSR, roczn. 8. Praha.
- Matejka A., Andrusow D. 1936. Přispěvky ku geologie fliše v povodi Latorice a Víče v Podkarpatské Rusi. Vestn. Stat. geol. Ustavu, Českoslov. Rep., roczn. 7. Praha.
- Mrazec L. 1933. L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpathes poumaines Sbornik státn. geol. ustavu ČSR, rocn. 1931—1933, sv. X. Praha.

- Mrazec L. 1935. O diapirysmie Karpaty i Przedgorze. III. Wyd. Karp. Inst. Geol. Naft. Boryslaw.
- Neumayr M. 1871. Jurastudien. III—IV Heft. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, Band XXI. Wien.
- Niedźwiecki J. 1876a. Spostrzeżenia geologiczne w okolicy Przemyśla. Kosmos, t. 1. Lwów.
- Niedźwiecki J. 1876b. Beiträge zur Geologie der Karpathen. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst., Bd. XXVI, III Heft. Wien.
- Niedźwiecki J. 1884. Beitrag zur Kenntniss der Salzformation von Wieliczka und Bochnia sowie der an diese angrenzenden Gebirgsglieder. Lemberg.
- Niedźwiecki J. 1889. Stosunki geol. uławiczenia złoża solnego w Lacku. Lwów.
- Niedźwiecki J. 1891. O formacji solnej koło Kałusza. Kosmos, roczn. XVI. Lwów.
- Noth J. 1875. Die Erdöl und Erdwachsgewinnung in Boryslaw. Osterr. Zeitschr. für Berg. u. Hüttenwesen. Wien.
- Nowak J. 1914. Jednostki tektoniczne Polskich Karpat Wschodnich. Archivum. Naukowe, t. II, z. 2. Lwów.
- Nowak J. 1916. Kilka uwag w sprawie budowy Karpat Wschodnich. Kosmos, roczn. XLI. Lwów.
- Nowak J. 1924. Nafta Karpat polskich w świetle geologii regionalnej. Prace geogr. E. Romera, z. 6. Lwów.
- Nowak J. 1927. Zarys tektoniki Polski, II. Zjazd Słowiańskich geogr. i etnogr. w Polsce. Kraków.
- Nowak J. 1932a. Brzeg lodowca czwartorzędowego w okolicy Lwowa i kierunek ruchu lodu na Rztoczcu Lwowsko-Tomaszowskiem. Roczn. PTG, t. VIII, z. 2. Kraków.
- Nowak J. 1932b. Uwagi o niektórych metodach badawczych stosunki Podola do Karpat. Roczn. PTG, t. VIII, z. 1. Kraków.
- Nowak J. 1935. W sprawie pochodzenia krzemienia w plistocenie Wolynskiem. Sprawozd. Polsk. Akad. Umiejętn., N 5. Kraków.
- Nowak J. 1937. Sur le cretacé supezieuz daus le Conglomerat de sloboda Rungurska. Bull. Internat. de e Alad. Polon. des Sci., seria A.
- Nowak J. 1938. Dniestr a gipsy tortońskie. Roczn. PTG, t. 14. Kraków.
- Obtułowicz J., Wyszyński O. 1933. Budowa geologiczna i stosunki naftowe antykliny Pohara S. A. «Pionier» Kom. Ser. B, nr. 3. Oddział Geol. Lwów.
- Obtułowicz J., Teisseyre H., Wyszyński O. 1934. Mapa geologiczna przedgórza Karpat Wschodnich między Żomnię a Bystrzyca Nadwornianska. Skala 1:75 000. Karp. Inst. Geol.-Naft. Karpaty i Podgórze, t. II. Boryslaw.
- Olczak T. 1936. Pomiary sify ciężkości, wykonane w r. 1934. Sprawozdania z czynności posiedz. Polsk. Akad. Umiejętności, t. XLI, N. 2. Kraków.
- Opolski Z. 1930. Zarys tektoniki Karpat między Oslawa—Lupkowem a Użokiem—Siankami. Spraw. PIG, t. V, z. 3—4. Warszawa.
- Opolski Z. 1933. O stratygrafii warstw krosnięskich. Spr. PIG, t. 8. Warszawa.
- Opolski Z. 1934. Stratygrafia warstw krosnięskich między Turka a Ławocznem. Pos. Nauk. PIG, z. 39. Warszawa.
- Orkisz H. 1933. Szczegółowe zdjęcie magnetyczne w okolicy Truskawca, wykonane w r. 1933 przez Instytut Geofizyki U. J. K. we Lwowie, Kom. S. A. Pionier, seria B, nr. 8. Lwów.
- Orkisz H. 1935. Zdjęcie magnetyczne Instytut Geofizyki U. J. K. we Lwowie wykonane w r. 1933 w okolicy Truskawca. Lwów.
- Orkisz H. 1937. Względne zdjęcie magnetyczne pionowej składowej na wschodnim Przedgórzu Karpat od Bystrzycy Nadworniańskiej po San. Komunikat, N III. Lwów.
- Orkisz H., Stens E. 1929. O zdjęciu magnetycznym Karpat skolskich i ich przedgórza. Pamiętn. I Zjazdu Geol.-Naft. we Lwowie. Lwów.
- Passendorfer E. 1930. O utworach pod interglacjalnych w Olszewicach pod Tomaszowem Nazowieckim. Sprawozd. Komis Fizjogr. Polsk. Akad. Umiejętn., t. LXIV. Warszawa.
- Paul K. 1872. Aus den südwestlichen Teile der Bukowina, Jahrb. der. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien.
- Paul K. 1876. Grundzüge der Geologie der Bukowina. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanst. Band. XXVI, Heft III. Wien.
- Paul K., Tietze E. 1876. Bericht über die bisher in diesem Sommer ausgeführten Untersuchungen in den Karpathen. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien.
- Paul K., Tietze E. 1877. Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanst., Band. XXVII, I Heft. Wien.
- Paul K., Tietze E. 1879. Neue Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Ibidem, t. 29. Wien.

- Pawłowski S. 1910. O morenie lodowcowej w Czyszkach pod Nowem Miastem. Kosmos, roczn. XXXV. Lwów.
- Pawłowski S. 1913. Przyczynek do znajomości doliny Dniestru. Kosmos, roczn. XXXVIII. Lwów.
- Pawłowski S. 1915. Ze studjów nad zlodowaczeniem Czarnohory. Pr. Tow. Nauk. Warszawskiego III. Warszawa.
- Pawłowski S. 1926. Sur les traces glaciaires dans les Gorganes occidentales (Karpates polonaises). Bull. intern. de l'Acad. Polonaise des sciences et de Letres, N 8—10. Krakow.
- Pawłowski S. 1928. Szy istnieja  $L_3$  w Polsce? Roczn. PTG, t. V. Kraków.
- Pawłowski S. 1933. Z badań nad zlodowaczeniem polskich Karpat. Czasopismo geograficzne. Tow. geograf. we Lwowie, t. XI, z. 1—2. Lwów.
- Pawłowski S. 1936. Les Karpathes a l'epoque glaciaire. Comptes rendus du Congrès Int., de Geographie. Warszawa.
- Pawłowski S., Pokorný W. 1907. Studja lodowcowe w gorach Rodnianskich. Sprawozd. X. Zjazdu Lekarzy i Przyrodników Polskich.
- Pazdro Z. 1934a. Pasma gór Czywczynskich. Budowa geologiczna. Roczn. Pol. Tow. Geol., t. X. Kraków.
- Pazdro Z. 1934b. Geologia pasma gór Czywczynskich. Roczn. PTG, t. X. Kraków.
- Pazdro Z. 1936. Warstwy sypockie w Hryniawie nad Czeremoszem. Kosmos, roczn. LX, z. IV. Lwów.
- Petho G. 1885. A Feher-Körös völgyenek harmadkori kerzödmekyci a Hegyesdaroca es a Pless-Kpdrú Között A m. kir. Földtani intézet.
- Pilch K. 1932. Das Interglazial von Szczerców (östlich von Wieluń Wojewodschaft Lodz.). Roczn. Polsk. Tow. Geol., VIII, z. 2. Kraków.
- Pokorný W. 1913. Kilka spostrzeżeń odnoszących się do historii doliny Strwiąża. Kosmos, roczn. XXXVIII, z. 1—2. Lwów.
- Posepny F. 1865. Das Vorkommen und die Gewinnung von Petroleum im Sanoker und Samborer Kreise Galiziens. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., Band. XV, 3 Heft. Wien.
- Posewitz T. 1895. Das miocene Hügelland zwischen den Flüssen Theiß. Talabor u. Nagyag. Jahresber. d. k. Ung. geol. Anstalt. Budapest.
- Posewitz T. 1896. A tiszta Talabor es Nagyag folyok közti miocän koru domevidek. Jahrb. der k. k. Geol. Anstalt.
- Posewitz T., Hofmann C. 1894. Erläuterungen zur geologischen, Spezialkarte der Umgebungen von Marmaros Szigeth. Budapest.
- Pożariski W. 1953. Plejstocen w przelomie Wisły przez wyzyny południowe instytut geologiczny Prace, t. IX. Warszawa.
- Pređa D. 1932. Le probleme des schistes noires dans les Carpathes Orientales. An. Inst. Geol. Rom, v. XVII.
- Premik J. 1932. Z badań nad dyluwjum południowozachodniej części środkowej Polski. Roczn. PTG, t. VIII, z. 2. Kraków.
- Przepiórski W. 1932. Utwory glacialne i fluwioglacjalne na południe od Lwowa. Roczn. PTG, t. VIII, z. 2. Kraków.
- Przepiórski W. 1938. Dyluwium na plaskowyzu Chyrowsko-Lwowskim. Kosmos, roczn. LXIII, z. II. Lwów.
- Pusch J. 1830. Geognostische Beschreibung von Polen, sowie der übrigen Nordkarpathenländer. Teil. II. Stuttgart.
- Pusch G. 1833—1836. Geognostische Beschreibung von Polen, Geognostische Generalkarte von den Königreich Polen und Galizien. Leipzig.
- Réthly A. 1952. A Karpatmedencék földregései. Akademiai kiado. Budapest.
- Richtshofen F. 1858. Trachyte im nordöstlichen Ungarn. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien.
- Richtshofen F. 1877. China. Bd. I. Berlin.
- Rogala W. 1907. Przyczynek do znajomości dyluwialnych utworów Galicyi. Kosmos, roczn. XXXII. Lwów.
- Rogala W. 1921a. Materjały do geologii Karpat. I. Nowa górnokredowa fauna z Praikowiec koto Przemysła. Kosmos, roczn. XLIV, z. II—III. Lwów.
- Rogala W. 1921b. Materjały do geologii Karpat. II. Kosmos, roczn. XLIV, z. IV. Lwów.
- Rogala W. 1925b. Materjały do geologii Karpat. IV. Fauna i wiek warstw popeilskich. Kosmos, roczn. 50, z. 1—4. Lwów.
- Rogala W. 1925b. Materjały do geologii Karpat. IV. Fauna i wiek warstw polanickich. Kosmos, roczn. 50, z. II—III. Lwów.
- Rogala W. 1926. Nouvelles données pour la stratigraphie du flysch Karpatique. Mémoire de la 1-re Réunion de L'Association Karpatique en Pologne—Warszawa—Boryslaw.
- Rogala W., Kokoczyńska B. 1933. W sprawie wieku t. zw. łupków spaskich. Tow. Nauk., Spr. XIII. Lwów.

- Rogala W., Weigner St. 1935. Eozen z Bukowca kolo Stanek i Uzoka. Panstw. Inst. Geol. Pos. Nauk, 42. Warszawa.
- Romer E. 1906a. Die Eiszeit im Swidowice Gebirge. Bull. Intern. de la academie des Scienes de Cracovice. Maht. naturw. Ke Cracowice.
- Romer E. 1906b. Kilka przyczynków do historii doliny Dniestru. Kosmos, roczn. XXXI. Lwów.
- Romer E. 1907a. W sprawie dyluwialnego wywietzenia Karpat. Kosmos, roczn. 33. Lwów.
- Romer E. 1907b. Kilka sposterzezeń i wniosków nad utworami lodowcowemi między Przemysłem a Dobromilem. Kosmos, roczn. XXXII, z. 9—11. Lwów.
- Romer E. 1909. Proba morfometrycznej analizy grzbietów Karpat Wschodnich. Kosmos, roczn. XXXIV, z. 7—9. Lwów.
- Romer E. 1928. Tatrańska epoka lodowa. Spraw. z czynności i posiedzeń Pol. Akad. Um. t. 33, N 3. Kraków.
- Romer E. 1929a. Najstarszy okres lodowy w Tatrach. Pam. II, Zj. Slov. Geogr. i Etnogr., t. I, Kraków.
- Romer E. 1929b. Tatrańska epoka lodowa. Prace geograf. 11. Lwów.
- Rosłowski R. 1925. Z badań w czwartorzedsie Bystrzycy Łonnickiej. Pos. Nauk. PiG, nr. 12. Warszawa.
- Rosłowski R. 1927a. Podział wód podziemnych oraz mineralnych. Pos. Nauk. PiG, nr. 18. Warszawa.
- Rosłowski R. 1927b. Klasyfikacja wód mineralnych Polski. Pos. Nauk. PiG, nr. 18. Warszawa.
- Rühle E. 1937. Utwory lodowcowa zachodniej części Polesia Wołyńskiego. Kosmos, roczn. LXII, z. 1—II. Lwów.
- Rychlicki J. 1909. Przyczynek do fauny ryb karpackich łupków menilitowych. Kosmos, t. 34, z. 1—12. Lwów.
- Rychlicki J. 1913. Przyczynek do znajomości dyluwium. Kosmos, roczn. XXXVIII, z. 7—9. Lwów.
- Schubert C. 1864. Über das Vorkommen des Ozokerit und der ihm verwandten Mineralen und deren Gewinnung in Galizien. Berg-Hüttenmännische Jahrb. d. k. k. Bergakademien zu Leoben u. Schemnitz.
- Samsonowicz J. 1924. O lessie wschodniej części gór Świętokrzyskich. Wiadom. Archeol., t. IX. Warszawa.
- Šauer V. 1929. Predveka Cinnost. Karpatoruskych rek. Sb. C. S. Spolecnosti Zemepisne, s. XXXV. Praha.
- Sawicki L. 1909. O młodszych ruchach górotwórczych w Karpatach. Kosmos, roczn. XXXIV, z. 5—6. Lwów.
- Sawicki L. 1911. Die glazialen Züge der Bodnaer Alpen und Marmaroschen Karpaten. Mittel. d. geogr. ges. 54. Wien.
- Sawicki L. 1932a. O stratygrafji lessu w Polsce. Roczn. PTG, t. VIII, zes. 2. Kraków.
- Sawicki L. 1932b. Sur la stratigraphie du loess en Pologne. Roczn. Pol. Tow. geol. t. VIII, z. 1. Kraków.
- Sawicki L. 1935. Less i gleba kopalna w Podberezcach pod Lwowem. Czasopismo Geograficzne, t. XIII, z. 1. Warszawa.
- Siemiradzki J. 1882. Nasze glazy narzutowe. Pamietnik Fizjograficzny, t. 11. Warszawa.
- Siemiradzki J. 1889. Kilka słów o dyluwialnych utworach okolic Lwowa. Spraw. kom. Fizjogr. Akad. Umiejetności w Krakowie, t. 25, cz. 11. Kraków.
- Sikora W. 1957. Aktualny stan badań w ZSRR nad stratygrafia paleogenu Wschodnich Karpat fliszowych. Przegląd geologiczny, N 11. Warszawa.
- Spodoń A. 1952. Ostatni glacial postglacial w Karpatach. Panstw. Inst. geol. Bjul. 67. Warszawa.
- Stache G. 1871. Die geologischen Verhältnisse der Umgebungen von Unghvár in Ungarn. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Band XXI, III Heft. Wien.
- Staszic S. 1805. O ziemierodztwie gór dawniej Sarmacyi.
- Staszic S. 1815. O ziemierodztwie, Karpatów i innych gór i rownin Polski.
- Stejskal J. 1936. Geologicna starba jiho vychodni Časti Lužske antikliny na Podkarpatské Rusi. Věstn. Státn. Geol. ust. Geskoslow. Rep., roczn. XII. Praha.
- Sturr D. 1868. Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Granthale. Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, t. XVIII.
- Styrnałowna M. 1925. Łupki spaskie a warstwy wernsdorfskie w okolicy Dobromila. Kosmos, t. 50, z. 1—4. Lwów.
- Sujkowskj Z. 1931. Sprawozdanie z badań petrograficznych w Karpatach w r. 1930. Posied. Nauk. Państw. Inst. Geol., N 29. Warszawa.
- Sujkowski Z. 1934. Serja szypocka nad Czarnym Czeremoszem. Pos. Nauk. PiG, nr. 38. Warszawa.

- Sujkowski Z. 1935. Badania serji szypockiej nad Czeremoszem. Pos. Nauk. PIG, nr. 41. Warszawa.
- Sujkowski Z. 1938a. Serie szypockie. Mapa odkryta. cześciowo schematyzowana s. 1:50 000, Prace PIG, t. III. Warszawa.
- Sujkowski Z. 1938b. Serie szypockie na Huculszczyźnie Prace Państw. Inst. Geol., t. 3. Warszawa.
- Sujkowski Z., Różycki S. 1930. Znalezione typowych radjolarytów w Karpatach Wschodnich. Posied. Nauk. Państw. Inst. geol., N 25. Warszawa.
- Sumegny I. 1944. A Tiszantul. A. M. Kir. Földtani intézet Kiadosa. Budapest.
- Świderski B. 1925. Budowa geologiczna Karpat Pokuckich, St. Geol., Biul. 7. Boryslaw.
- Świderski B. 1927. Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w Karpatach a na ich przedgórzu, w latach 1925—1926, Spraw. Polsk. Inst. geolog., t. IV, z. 1—2. Warszawa.
- Świderski B. 1930. Tektoniczny stosunek Polskich Karpat Wschodnich do ich przedgórza. Rocznik Polsk. Tow. Geolog., t. VI, za rok 1929. Kraków.
- Świderski B. 1932a. O młodych ruchach tektonicznych, erozji i denudacji Karpat, Rocznik Polskiego Towarzystwa geologicznego, t. VIII, z. 2. Kraków.
- Świderski B. 1932b. Przyczynki do badań nad osuwiskami Karpckimi. Przegląd Geogr., t. XII. Warszawa.
- Świderski B. 1934. Zarys morfologii Polskich Karpat fliszowych. Przegląd Geogr., t. XIV, z. 1—2. Warszawa.
- Świderski B. 1935a. Nowe przyczynki do dziejów epoki lodowej w Czarnohorze, Posied. Nauk. PIG, t. 42. Warszawa.
- Świderski B. 1935b. Geologja gornego dorzecza Bystiza w masywie Czarnohory. Pos. Nauk. Państw. inst. geol., nr. 42. Warszawa.
- Świderski B. 1936. W sprawie inwentarza stratygraficznego i charakteru tektonicznego płaszczowiny Czarnohoraskiej. Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol., nr. 44. Warszawa.
- Świderski B. 1938a. Geomorfologia Czarnohory, Wyd. Kasy im. Mianowskiego Inst. popierania nauki. Warszawa.
- Świderski B. 1938b. Geomorfologiczna mapa Czarnohory, sk. 1:25 000. Warszawa.
- Świdziński H. 1934a. Badania geologiczne w grupie Magurskiej. Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol., N 39. Warszawa.
- Świdziński H. 1934b. Uwagi o budowie Karpat fliszowych. Sprawozd. PIG. t. 8, z. I. Warszawa.
- Świdziński H. 1934c. Budowa Karpat fliszowych w swiecie najnowszych badan Pos. Nauk. PIG, nr. 39. Warszawa.
- Świdziński H. 1936. Zmienność granicy pomiędzy seria menilitową, a warstwami krosnienskimi. Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol., N 45. Warszawa.
- Świdziński H. 1938. Kilka spostrzeżeń geologicznych z okolic Seletyna (Bukowina), Sprawozd. Państw. Inst. Geol., t. IX, z. 2. Warszawa.
- Świdziński H. 1947. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. Bjul. Państw. Inst. geolog., N 37. Warszawa.
- Syroczyński L. 1884. Geologiczno-przemysłowa karta kopalń i zrodzeń nafty i wosku ziemnego, 1:1 000 000, Kosmos, t. 9. Lwów.
- Szajnocha F. 1881. Ein Beitrag zur Kenntnis der jurassischen Brachiopoden aus den Karpathischen Klippen. Sitzungsber. k. Akad. Wiss, bd. LXXXIV. Wien.
- Szajnocha W. 1891. Źródła mineralne Galicyi. A. U. Kraków.
- Szajnocha W. 1894. Płody kopalne Galicyi. Lwów.
- Szajnocha W. 1901. Stady todowca dyruwiatnego Pol. Truskawcem. Kosmos. R. 26, z. 1—12. Lwów.
- Szajnocha W. 1909. Przekrój warstw podkarpackich między Truskawcem a Drohobyczem. Kosmos, roczn. XXXIV, z. 7—9. Lwów.
- Szajnocha W. 1911. Das Erdölvorkommen in Galizien etc. Mitt. d. G. Ges. in Wien. Vol. IV. Wien.
- Szajnocha W., Grzybowski J., Miaczyński P. 1906. Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu XX (ark. Drohobycz). Kraków.
- Szalai T. 1947a. Az cszakkéleti Karpaten geologiaja. Evkönyke A. magyar Allami földtani intézet, v. XXXVIII. Budapest.
- Szalai T. 1947b. Geology of the Northestan Carpatians. Annales Inst. Geol. Publ. Amg. v. XXXVIII. Budapest.
- Szalai T. 1947s. E szakkéleti Karpaten geologiaja Evkönyka. A. magyar Allami földtani in Aezet LXXXVIII. Budapest.

- Szafer W. 1928. Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej. Roczn. PTG, t. V. Kraków.
- Szafer W. 1930. The Diluvial Flora in Starunia. Bull. intern. de l'Acad. Polon. des Scien. et des Lett. Classe Math. et Nat. Serie B. Kraców.
- Szafer W. 1931. The Oldest Interglacial in Poland. Bull. intern. de l'Academ. Polonaise des sciences et des lettres. Classe Math. et Natur., Serie B. Kraców.
- Szafer W. 1933. Flora plejstocenska w Jarosławiu. Roczn. PTG, t. IX. Kraków.
- Szafer W., Klimaszewski M., Szafran B., Urbanski J. 1939. Flora w Krościenku nad Dunaicem. Państw. inst. Geolog. Buletyn 24, Warszawa.
- Szentes F. 1942. A felső Tisza miocén medence őszcefoglaló Kepe. Reszl. a m. Kir. földt. intez. 2 fig. Budapest.
- Szontagh T. 1920. Nadyvaradnak es kornyekenek geologiai teirasa. Nagyvarad.
- Teisseyre H. 1928. Powierzchnia stczytowa Karpat. Prace geogr., t. X. Lwów—Warszawa.
- Teisseyre H. 1929. Kilka drobnych obserwacyi morfologicznych w Karpatach. Przegląd Geograficzny, t. IX. Warszawa.
- Teisseyre H. 1930. Budowa geologiczna fałdu Rypnego między Jasieniem a Dubszara. oraz kopalnie oleju skalnego w Rypnem i Slobodzie Dolińskieji. Spr. PiG, t. 5. Warszawa.
- Teisseyre H. 1931. Usuwisko koło Spasa nad Dniestrem Czasopismo geograficzne Tow. geograf. we Lwowie, t. IX, z. 1. Lwów.
- Teisseyre H. 1932a. Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich. Spr. Państw. Inst. Geol., t. VII, z. 2. Warszawa.
- Teisseyre H. 1932b. Zdjecie geologiczne okolic Żabiego (z mapa geol. w sk. 1:25 000), Oadz. Geol. S. A. «Pionier». Seria. B, nr. 2. Lwów.
- Teisseyre H. 1933a. Terasy Czeremoszu w okolicy Żabiego. Wiadom. Geogr. roczn. XI, z. 1—3. Kraków
- Teisseyre H. 1933b. Znaczenie teras wschodnio-polskiego Podkarpacia w stosunku do kulminacyj fliszu obwodowego. Geol. i Statyst. Naftowa. Polski Karpat. Inst. Geol. Naft., Warszawa, Borysław, N 3. Lwów.
- Teisseyre H. 1933c. Problemy morfologiczne wschodniego Podkarpacia. Spr. Polsk. Inst. Geol., t. VII, z. 3. Warszawa.
- Teisseyre H. 1935. Czwartorzęd na przedgórzu arkusza Stary Sambor. Spr. PiG, t. VIII, z. 2. Warszawa.
- Teisseyre H. 1936. Budowa geologiczna okolic Żabiego, Karp. Inst. geol.-naft., biul. 28. Warszawa—Borysław—Lwów.
- Teisseyre H. 1937a. Dalsze spostrzezenia nad osuwiskiem w Krasnoli Spr. PiG, t. 8. Warszawa.
- Teisseyre H. 1937b. Budowa geologiczna antykliny Słobódzkiej w okolicy Czarnego Potoka. Komun. S. A. «Pionier», Odział Geol. Lwów.
- Teisseyre H. 1938. Czwartorzęd na przedgórzu arkuszy Sambor i Dobromil. Roczn. PTG, t. XIII. Kraków.
- Teisseyre W. 1900. Atlas geologiczny Galicji. Tekst do z. VIII. Kraków.
- Teisseyre W. 1907. O związku w budowie tectonicznej Karpat i ich przedmurza. Kosmos, t. 32. Lwów.
- Teisseyre W. 1921a. Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia. czl. Kosmos, t. 46. Lwów.
- Teisseyre W. 1921b. Typy tektoniczne Podkarpacia. Pos. Nauk, PiG, nr. 1. Warszawa.
- Teisseyre W. 1925. Zjawisko wulkanów błotnych w Karpatach a prawo migracyi węglowodorów. Kosmos, t. 49. Lwów.
- Teisseyre W. 1934. Problema paralelizacyi badań geologicznych i geofizycznych na Podkarpaciu Polskiem, Kosmos, t. LIX, z. II, seria A. Lwów.
- Tietze E. 1882. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg. Jahrb. d.k.k. Geol. Reichsanst., Bd. 32. Heft I. Wien.
- Tietze E. 1886. Beiträge zur Geologie von Galizien. Jahrbuch d.k.k. geol. Reichsanstalt, Band XXXVI. Heft IV. Wien.
- Tokarski A. 1935. Z paleomorfologii polskich Karpat fliszowych. Czasopismo Geogr., t. XIII. Lwów.
- Tokarski A. 1938. Najstarsza akumulacja w okolicy Werchobuża. Kosmos, roczn. LXIII, z. IV, seria A. Lwów.
- Tokarski J. 1906. O dyamentach marmaroskich, Kosmos, t. 30. Lwów.
- Tokarski J. 1917. O glinie nawianej Sokolszczyzny i Podola. Rosprawy i wiadomości z muzeum im. Dzieduszyckich. t. II, z. 3—4. Lwów.
- Tokarski J. 1930. Analiza ilu dyluwialnego z bezposredniego otoczenia koso-rozca, znalezionego w Staruni. Sprawozd. Tow. Naukowego we Lwowie, t. X, z. 1—3. Lwów.
- Tokarski J. 1931. Sprawozdanie z badań petrograficzne-geologicznych na obszarze Karpat Krystalicznych w dorzeczu gornego Cyuermosza. Pos. Nauk, PiG, nr. 30. Warszawa.

- Tokarski J. 1934. Pasma gór Czywczyńskich. Kopaliny. Bocznik, Pol. Tow. Geol., t. X. Kraków.
- Tokarski J. 1935. Zagadnienie Prakarpat. Kosmos, t. 60. Lwów.
- Tokarski J. 1936a. Studja nad lessem podolskim I. Analiza petrograficzna profilu lessowego z okolic Crzybowic kolo Lwowa. Sprawozd. Tow. Naukowego we Lwowie. Roczn. XV, 1935. Lwów.
- Tokarski J. 1936b. Physiographie des podolischen Lösses und das Problem seiner Stratigraphie. Mémoires de l'Acad. Polon. des Sciences et des Lettres, serie A. 4. Cracovie.
- Tokarski J. 1936c. Less okolic Mitulina i Trędowacza w okolicy Gołogór na Podolu. Kosmos, roczn. LXI, z. I. Lwów.
- Tokarski J. ze społ., Kamieńskiego M., Pazdry Z., Smulikowskiego K. i Turnau M. 1934. Pasma Gór Czywczyńskich, roczn. PTG, t. X. Kraków.
- Tołpa S. 1927. Analiza pyłkowa torfowiska w Janowie na Roztoczu. Kosmos, roczn. LII, z. III—IV. Lwów.
- Tołwinski K. 1917. Przyczynki do geologii Borysławia i okolic. Czasop. Görn.-Hutn. II. Kraków.
- Tołwinski K. 1921. O złożach ropnych i wodach podziemnych Borysławia na tle budowy geologicznej. Przegl. Naft. I. Warszawa.
- Tołwinski K. 1922. Zarys tektoniki porównawczej Podkarpacia. Kosmos, t. 46. Lwów.
- Tołwinski K. 1924a. Dyslokacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach polskich. Praca Geogr. VI. Lwów.
- Tołwinski K. 1924b. Rezultaty badań geologicznych na obszarze Karpat brzeżnych między Borysławiem a Stryjem. Posidz. Nauk. PIG, t. 7. Warszawa.
- Tołwinski K. 1925. Skolskie Karpaty brzeżne, Biul. Karpackiej Stacji. Geol., N 3.
- Tołwinski K. 1927a. Geologia Polskich Karpat Wschodnich od Borysława do Prutu. PIG, Stacja Geol. w Borysławiu, Biul. 10. Borysław.
- Tołwinski K. 1927b. Z geologii południowej strefy przedgórza Polskich Karpat Wschodnich. Spr. Polsk. Inst. Geol., t. IV, z. 1—2. Warszawa.
- Tołwinski K. 1929a. Słoboda Rungurska Kop. nafty i gazów ziemn. w Polsce, t. I. Warszawa—Borysław—Lwów.
- Tołwinski K. 1929b. Orów. Kor. naft. i gaz. ziemn. w Polsce, t. I. Warszawa—Borysław—Lwów.
- Tołwinski K. 1929c. Nahujowice. Tam. że.
- Tołwinski K. 1929d. Schodnica. Tam. że.
- Tołwinski K. 1929e. Urycz. Tam. że.
- Tołwinski K. 1935a. Diapirowe strefy na Przedgórzu Karpat Polsko-Rumunskich, Karpaty i Przedgórze, III, Zjawiska diapiryzmu oraz geologia złóż bitumicznych Rumuhji, Karp. Inst. Geol.-Naft. Warszawa—Borysław—Lwów.
- Tołwinski K. 1935b. Rypne-Peremúsko. Mapa Geologiczna, skala 1 : 8000, Katp. Inst. Geol.-Naft., t. III. Borysław.
- Tołwinski K. 1934—1937. Borysław—Kop—nafty i gaz. ziemn. w Polsce, t. II. Warszawa—Borysław—Lwów.
- Tołwinski K. 1937. Objasnienie arkusza Skole Ogólna mapa Geol. Polski w skali 1 : 100 000, PIG, z. 2. Warszawa.
- Tołwinski K. 1938. Karpaty Wschodnie. Mapa geologiczna, skala 1 : 200 000, Karp. Inst. Geol.-Naft. Warszawa.
- Tołwinski K. 1950. Brzeg Karpat. Acta. Geol. Pol. I.
- Tołwinski K. 1956. Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidow. Acta Geologica Polonica, vol. VI/2. Państw. Wydawn. Naukowe. Warszawa.
- Torosiewicz T. 1837. Beitrag zur Kenntniss der Mineralquellen zu Truskawiec. Untersuchung der entdeckten Quelle neben dem Ferdinandsbrunnen und Beschreibung des in Truskawiec vorkommenden Fossils Ozokerit. Bergwachs» genannt. Buchnér. s Repetorium für Pharmacie, t. XI, Rozmaitości Lwowskie, nr. 37. Lwów.
- Torosiewicz T. 1849. Zródła mineralne w Król-Galicji i na Bukowinie, Lwów.
- Tschermak G. 1868. Ueber die Kalihaltigen Mineralen von Kafusz, Oesterr. Zeitschr. für Berg. u. Hüttenwesen. Wien.
- Uhlig V. 1883. Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanstalt, Band 33. Wien.
- Uhlig V. 1897. Ueber Beziehungen der südeichen klippenzone zu den Ostkarpaten. Sitzungsberichte d. k. k. Ak. der Wissenschaft. Wien.
- Uhlig V. 1903. Bau und Bild der Karpathen. Wien-Leipzig.
- Uhlig V. 1907. Ueber die Tektonik der Karpathen. Sitzungsberichte der Akadem. der Wissenschaften. Wien.
- Wdowiarz J. 1931. Szkic geologiczny Karpat między przełęczą Dukielska a Ostawicą—Oslawą, Kosmos, seria A, roczn. 55 za rok 1930, z. III—IV. Lwów.

- Windakiewicz E. (j). 1926—1930. Solnictwo. Sole kamienne, potasowe i solanki, ich własności, fizjografia, górnictwo i wyrzelnictwo. Kraków.
- Wiśniowski T. 1899. O miocenie podkarpackim w Dzurowie i Myszyńce koło Kołomyży. Kosmos, t. 24. Lwów.
- Wiśniowski T. 1906. O faunie łupków spaskich i wieku piaskowca bryłowego. Rozpr. Akad. Umiejestn. Wydz. mat. przyr., t. XLVI. Kraków.
- Wiśniowski T. 1908. Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do zesz. XXI, (Dobromil). Wyd. Kom. Fiziogr. Akad. Um. Kraków.
- Wiśniowski T. 1921. Fauna małżów górnej kredy karpackiej okolicy Przemysła. Kosmos, roczn. 46—44, z. 1—12, za 1918—1919 r. Lwów.
- Wisniowski T. 1931. Geologia polska w ostatnich latach pięćdziesięciu (1875—1925), Kosmos, tom Jubileuszowy, cz. II. Kraków.
- Woldstedt P. 1933. Einige Probleme des osteuropäischen Quartärs. Jahrb. d. Preuss. Geolog. Landesant. Bd. 54. Berlin.
- Wójcził K. 1906. Dolny oligocen z Riczkanii pod Uzokiem. Gozpr. Wydz. mat. przyr. Ak. Um. Seria III, t. V, Dział B. Kraków.
- Wyszyński O., Teisseyre H., Obtulowicz J. 1939. Zdcycie geologiczne przedgórza Karpat na Orkuszu Kutu. Komunikaty «Pionera» seria B, N 52. Kraków
- Vacek M. 1881. Beitrag zur Kenntniss der mittelkarpathischen Sandsteinzone. Jahrbuch d.k.k. geol. Reichsanstalt, t. 31. Wien.
- Vitacek F. 1923. Prispěvki k poznání starých lodovců u pramení Tisy Bile na Čorné hore. Sborník ceskoslov. slolečnosti Zeměpisne. XXVIII.
- Zapałowicz H. 1886b. Geologische Karte des östlichen Teiles der Pokutisch—Wiadomości geograf., t. X, z. 3—5. Kraków.
- Zapałowicz H. 1886a. Eine geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch—Marmaroscher Grenzkarpathen. Jahrb. d.k.k. geol. Reichsanst. Band XXXVI, II u. III Heft. Wien.
- Zapałowicz H. 1886b. Geologische Karte des östlichen Teiles der Pokutisch—Marmaroscher Grenzkarpathen—angenommen von H. Zapałowicz im J. 1883 u. 1884. M. 1:100 000, Jahrb. d. Geol. Reichsanst. Wien.
- Zapałowicz H. 1912. Okres lodowy w Karpatach Pokucko—Marmaroskich. Kosmos, roczn. XXXVII, z. 10—12. Lwów.
- Zapałowicz H. 1913. Dyluwjalno-lodowy okres w Karpatach Pokucko—Marmaroskich i w Patagonii. Kosmos, roczn. XXXVIII, zecz. 7—9. Lwów.
- Zierhoffer A. 1932. Zwiry północne na prawym brzegu Dniestru pod Samborem. Rocznik Polsk. Tow. Geolog., t. VIII, z. 2. Kraków.
- Zuber R. 1882. Studja geologiczne we Wschodnich Karpatach. Kosmos, roczn. VII, z. 1—12. Lwów.
- Zuber R. 1884. Studja geologiczne we Wschodnich Karpatach, cz. III, z mapa.—Mapa geologiczna brzegu Karpackiego między Rybnicą i Czeremoszem, zdję, ta przez 1:75 000. Kosmos, t. 9. Lwów.
- Zuber R. 1888. Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu 2 (ark. Nadworna, Mikuliczyn, Kutry, Żable, Krzyworównia, Popadia—Hryniawa). Kraków.
- Zuber R. 1899. Geologia pokładów naftowych w Karpatach Galicyjskich. I. Lwów.
- Zuber R. 1902. Neue Karpathenstudien. Jahrb. d.k.k. geol. Reichsanst., t. 52, z. 2. Wien.
- Zuber R. 1905. Atlas geologiczny Galicyi. Tekst do zeszytu XVII (ark. Skole). Kraków.
- Zuber R. 1915. Zarys budowy północno-wschodnich Karpat fliszowych. Rozprawy i wiadomości z Muzeum im. Dzieduszyckich, t. I, z. 3—4. Lwów.
- Zuber R. 1918. Flisz i Nafta. Prace naukowa. Lwów.

## УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

### А

Албанская Народная Республика  
(Албания) 334  
Александровка, село 243, 420  
Александровский ручей 193, 334, 335  
Альбин поток 320, 321, 324  
Альпы, горы 11, 30, 71, 94, 309, 313, 337  
Андрид, село 436  
Антоновка (Анатоловцы), село 264, 415  
Апшица, река 34, 114, 191, 234, 247, 253,  
254  
Арданово, село 345  
Ардов, гора 252  
Аршицы, хребет 456

### Б

Бабина, гора 211  
Бадалов, село 305  
Бажово, село 466  
Байлова, река 34, 297  
Балатон, озеро (Венгрия) 337  
Балканы, горы 30  
Баличи, село (близ г. Мостиска) 375  
Баличи (Заречное на р. Свича), село  
24, 225  
Балтийское море 33, 438  
Банский ручей 241, 242  
Баня, гора 353, 355  
Баркасово, село 246  
Барыч, село 299  
Бая-Маре, город (Румыния) 416, 417,  
436  
Бегань, село 51  
Белая Тисса, река 34, 35, 58, 77, 112,  
114, 115, 315, 410, 449  
Белгородский лиман 440  
Белый Поток, ручей 60, 61, 72, 75, 88,  
320, 325, 409, 410  
Белый Черемош, река 13, 32, 112, 115,  
117, 118, 120, 451, 458  
Бендеры, город 439  
Берегово, город 51, 234, 297, 340, 341,  
347, 371, 416, 435, 463  
Бережаны, город 281  
Березинка, село 260, 261, 348  
Бержень, гора (Венгрия) 337  
Берлебаш, станция 324  
Бескиды, горы 30  
Бескидский перевал 31  
Бессарабия 21, 439, 440  
Бзянце, село (Польша) 182  
Била Кобыла, гора 456  
Билки, село 262, 297, 417  
Билогорский ручей 316  
Билче-Волица, село 52, 53, 229

Бисковичи, село 315  
Битков, село 42, 43, 143, 150, 151, 167,  
172, 205, 390, 391, 395  
Битковчик, ручей 167  
Бихор, гора 337  
Ближнец, хребет 400  
Бложевка, река 296, 310, 312  
Богородчаны, поселок 15, 228  
Бодяковец, поток 258  
Болевская гора 291  
Болахов, город 174, 336, 391  
Большая Золотистая гора 252  
Большая Клива, гора 63  
Большая Уголька, река 52, 63, 70, 75,  
109, 113, 115, 224, 329, 330, 332, 333,  
407  
Большой Луковец, река 303  
Большой Каменец, гора 85, 104, 329, 330  
Большой Ракoш, ручей 263  
Большой Шаян, гора 355  
Боржава, река 32, 34, 36, 45, 63, 80, 81,  
97, 98, 101, 102, 107, 109, 112, 113, 115,  
121, 130, 192, 247, 251, 261, 287, 294,  
342, 343, 345, 348, 350, 354, 404, 407,  
412, 448, 461, 462  
Бориня, село 400  
Борислав, город 12, 13, 96, 122, 137,  
144, 146, 150, 153, 156, 158, 162, 163,  
207, 208, 384, 386, 387, 390, 393—395,  
475  
Борлиов Дил, горы 341, 343  
Боронява, село 243, 420  
Боско, село 288  
Бохня, село (Польша) 230, 231  
Брадуловец, село 194  
Братислава, город 30  
Бреденель поток, ручей 61, 62, 320, 321,  
409  
Брескул, гора 308  
Бронька, село 101, 407  
Брустурка, река 146, 156, 158  
Будапешт, город 215, 337  
Бужора, гора 32, 266, 341—346, 349, 350,  
461  
Букивна, село 276, 281, 291  
Буковина 39, 95, 137, 141, 156, 162, 163,  
297, 433, 434, 436, 438  
Буковец, село 121, 183  
Буковинец, гора 456  
Буковская гора 456  
Буркало, ручей 236, 237  
Бутин, гора 62  
Бутова гора 194  
Бухарест, город 18, 465  
Бухта, река 314

- Бухтовец, поток 150  
 Бучач, село 66  
 Бучеджи, горы 129  
 Буштина, село 242, 243  
 Буянов, село 295  
 Бырлад, город (Румыния) 439  
 Быстрая река 380, 384  
 Быстрый ручей 99, 101  
 Быстрец, река 308  
 Быстрица, река 290, 291, 295, 377, 387, 388, 451, 554  
 Быстрица Надворнянская, река 30, 34, 36, 126, 144, 150, 156, 157, 162, 163, 168, 170, 172, 213, 221, 287, 288, 391, 393, 395—397, 448, 451, 456, 457  
 Быстрица Подбужская, река 228  
 Быстрица Солотвинская 13, 30, 34, 36, 209, 224, 287, 298, 370, 383, 390, 391, 457  
 Быстрица Урожская, река 296, 298, 305  
 Бюкк, гора (Венгрия) 337
- В**
- Ваг, река (Польша) 94  
 Валява, село 269, 274, 275, 314  
 Вапняная гора 81  
 Варшава, город 18  
 Вары, село 418  
 Великая Бегань, село 260, 416, 463  
 Великая Добронь, село 49, 417, 418  
 Великая Копаня, село 289, 290  
 Великая Косница, село 296  
 Великая Пиния, река 26  
 Великие Комяты, село 257, 259  
 Великие Лучки, село 417  
 Великий Банский, ручей 409, 410  
 Великий Березный, село 26, 45, 121  
 Великий Берлебаш, ручей 60, 62, 328, 410  
 Великий Бычков, поселок 35, 462  
 Великий Выжек, гора 405  
 Великий Дил, хребет 32, 461  
 Великий Раковец, село 257, 259, 278, 294, 415, 417  
 Великий Рожен, село 148  
 Великий Розис, ручей 410  
 Великий Шоллес, хребет 49, 50, 265, 347, 348, 350  
 Велички, город 230  
 Венгерская Народная Республика (Венгрия) 7, 9, 16, 39, 184, 228, 318, 434, 475  
 Велятин, село 257, 258, 266, 420  
 Верещица, река 315  
 Верхнее Водяное, село 253, 254  
 Верхне-Синевидное, село 146, 147, 153, 154, 275, 280, 457  
 Верхний Струтин, село 384  
 Верхняя Визница, село 264, 415  
 Верхняя Липница, село (Польша) 181  
 Верховина (Жабье), село 144, 370, 397  
 Веряца, село 263  
 Веча, река 15, 32, 294  
 Видноха, гора 457  
 Виженка, село 156  
 Вижница, город 290  
 Визице, река 34, 263, 347  
 Вилок, село 51  
 Виноградов, город 262, 348, 406, 448  
 Висла, река 33, 269, 450, 466
- Вислока, река 45  
 Вишенка, ручей 314  
 Вишня, река 283, 299, 303, 311, 314  
 Водица (Апшица), село 193, 236, 237  
 Воеводин, ручей 196  
 Воловец, поселок 432  
 Волосьянка, село 15  
 Волчий ручей 410  
 Воля Блажевская, село 388  
 Ворона, река 288  
 Воротский (Верецкий) перевал 31  
 Ворохта, село 156, 159, 370  
 Воротыще, река 206, 207  
 Восточная Словакия 47, 121, 130, 231, 434  
 Восточные Горганы 308  
 Вранча, горы (Румыния) 436, 438, 439  
 Выгода, село 146, 147, 154, 457  
 Выдричка, река 410  
 Выгорлат, гора 32, 49, 461  
 Вырва, река 296  
 Высокая гора 30, 308, 340, 456  
 Вышково, село 242, 243, 257, 262, 264, 267, 288, 352, 355, 356, 420, 430  
 Вышковский (Торунский) перевал 31  
 Вяр, река 223, 296, 314
- Г**
- Гаджина, река 309  
 Гайсин, город 439  
 Галиция 10, 433, 436, 479  
 Галич, город 298  
 Ганичи, село 236  
 Ганьковица, село 294, 297  
 Гат, хребет 264, 267, 287, 342—346, 461  
 Гать, село 297, 418  
 Гвозд, гора 287  
 Гвозд, село 275  
 Гелиха, село 223  
 Гердовцы, село 265, 348  
 Глиняны, поселок 276  
 Глорьетта, гора 211, 279  
 Говерла, гора 32  
 Говерла Петросская, гора 403  
 Голятин, село 277  
 Голятинка, река 194  
 Горбки, село 262, 263  
 Горганы, горы 30, 31, 268, 276, 277, 282—284, 286, 306, 400, 447, 449, 451—453, 457, 458  
 Горган-Илемски, гора 456  
 Горинчово, село 189, 294, 350, 420  
 Городок, город 285, 314, 315, 319  
 Горонда, село 259  
 Горячий Ключ, ручей 143  
 Гостов-Хощмир, гряда 287  
 Греция 334  
 Гринява, село 95  
 Гринявские горы, горный массив 32, 451, 459, 460  
 Графа, гора 308, 457  
 Грузинская ССР (Грузия) 249  
 Грушев, село 431  
 Гуменне, село 434  
 Гута Степанская, село 65  
 Гутин, гора 337, 340  
 Гутинская гряда 49  
 Гутинский хребет 49  
 Гутский поток 324

## Д

Дабановцы, село 311  
 Данилово, село 28, 238, 243  
 Дашава, поселок 298  
 Двойник, гора 102  
 Деловое (Требушаны), село 61, 62, 72, 409, 434  
 Делятин, город 24, 167, 200, 202, 208, 209; 282, 381, 390, 393, 395, 444, 457  
 Деренковец, село 416  
 Дехманов, гора 264  
 Дзвиняч, село 388  
 Дземброни, река 308, 309, 313  
 Днестр, река 30, 33, 34, 36, 44, 96, 122—125, 129, 140, 141, 177, 179, 180, 223, 225, 275, 276, 281—283, 287, 288, 290, 291, 293, 295, 296, 298, 299, 301, 302, 305, 310, 313, 317, 393, 395, 396, 449, 450, 454, 455, 457, 475  
 Днестровско-Прутское междуречье 69  
 Добошанка, гора 456  
 Доброселье, село 416, 418  
 Доброгостов, село 291  
 Добромилль, город 94, 122, 129, 221, 222, 226, 296, 388, 394  
 Добротов, село 211  
 Довгорунь, поток 62, 87, 320  
 Довжинь, ручей 180  
 Долгое, село 63, 77, 79, 94, 95, 97, 101, 109, 112, 113, 281, 354, 406, 435, 461  
 Долголука, село 296  
 Должка, хребет 457  
 Драва, река 290  
 Долина, город 168, 169, 269, 336, 384, 388, 391, 395  
 Дравце, село 418  
 Драгово, село 189, 350, 435, 436  
 Дрогобыч, город 39, 269, 279, 296, 377, 388  
 Дуба, река 380  
 Дуба, село 380  
 Дубник, село 223  
 Дубовое, село 106  
 Дубровка, село 294  
 Дубриничи, село 267, 355, 356  
 Дукельский перевал 401  
 Дунаец, река 30, 284  
 Дунай, река 34, 36, 58, 209, 290, 295, 389  
 Дусина, село 186, 195  
 Дусина, река 194, 195  
 Дымбовица, река (Румыния) 30

## Е

Еловый ручей 346

## Ж

Жденево, село 121  
 Железные Ворота, горный массив 389  
 Женев, село 316  
 Жидачов, город 279, 281, 302, 432, 433  
 Жнятино, село 246, 428  
 Жубраковский овраг 80, 81, 103  
 Журавно, поселок 296, 312  
 Жураки, село 213

## З

Завадка, село 399  
 Задворье, село 316

Закарпатская область 16, 34, 58, 70, 77, 79, 80, 95, 191, 329, 330, 332, 336, 337, 340, 350, 452, 474, 475  
 Залесье, гора 287  
 Залещики, город 438  
 Залуж, село 49, 234, 238, 416  
 Западный Буг, река 268, 269, 293, 311, 313, 315—317  
 Заставное (Запсонь), село 416, 428, 463  
 Заячий овраг 111  
 Звистный овраг 101  
 Звор, село 395  
 Здзянь, река 123  
 Зняцево, село 418  
 Золочев, город 275, 319  
 Золочевка, река 315

## И

Ивановка, село 418  
 Ивана Франко (Нагуевичи), поселок 380, 386, 387  
 Ивано-Франковск (Станислав), город 373  
 Ивано-Франковская область 12, 58, 70  
 Игнатовский поток 258  
 Иза, село 247, 254, 255, 257, 258  
 Иза, река 257  
 Известковистый ручей 63, 333  
 Извилистый ручей 333  
 Измаил, город 209, 434, 439, 440  
 Илемка, река 144, 146, 149, 154  
 Ильковцы, село 265, 350  
 Ильник, село 400, 417  
 Ильница, село 264, 346  
 Имстичево, село 263  
 Иордановка, село 388  
 Ипойтарноц, село (Венгрия) 215  
 Иршава, река 34, 251, 461  
 Иршава, поселок 345, 418

## К

Кавказ 152, 162, 163, 171, 251  
 Калины, село 26, 27  
 Калуш, город 9, 52, 53, 56, 223, 228—230, 373, 378, 388, 429  
 Каменели, ручей 113  
 Каменка, село 349, 391, 416  
 Каменка, станция 345, 346  
 Каменница, село 267  
 Каменка-Бугская, город 438  
 Каменная гора 333  
 Каменный Поток, ручей 62, 72, 85, 86, 328  
 Каменский ручей 333  
 Камень Клевка, гора 60, 62, 323, 358, 359  
 Камчатка 349  
 Канч, горная группа 459  
 Кара-Богаз-Гол, залив 249  
 Карпаты, горы 7—13, 15—21, 23, 25, 26, 28—31, 33, 34, 37, 40—44, 46, 47, 49, 51, 62, 64, 65, 67, 69, 70, 72, 76, 79, 91—99, 120, 124, 131—134, 137, 139, 140, 142, 145, 147, 150, 154, 163, 164, 173, 174, 176, 179, 184, 185, 195, 196, 199, 205—209, 211, 217—219, 223, 226, 234, 236, 267, 269—271, 273, 274, 276, 277, 279, 280, 282, 284—288, 293, 294, 296, 299, 300, 304, 307—309, 312, 315—320, 327, 336, 337, 350, 352, 359, 360—362, 365—370, 373, 375—377, 384, 389, 390, 393, 396, 401, 404, 406, 413, 418,

- 420—422, 426, 428, 431, 432, 438, 443—  
447, 450, 451, 453, 454, 458, 465—468,  
470—474, 476, 479, 481
- Бориславские 126  
— Буковинские 68  
— Восточные 7—12, 15, 16, 19—21, 25,  
30, 40, 44, 58, 59, 91, 119, 129, 164,  
167, 171, 173, 174, 182, 185, 201, 267,  
268, 271, 316, 337, 361, 363—367, 370,  
371, 408, 441
- Добромильские 94, 122, 125  
— Западные 11, 15, 28, 30, 40, 41, 44—  
47, 70, 79, 91, 94, 96, 131, 209, 284,  
309, 337, 361, 364—367, 370, 371, 467,  
468, 470
- Лесистые 30  
— Покутские 12, 124, 137, 146, 148, 150,  
153, 156, 158, 166, 168, 174, 368, 370,  
380, 381, 387, 430, 457
- Покутско-Буковинские 30, 67, 457, 458  
— Польские 12, 45, 141, 181, 360, 401  
— Западные польские (Карпаты) 44, 47  
— Румынские 30, 44, 47, 70, 72, 129,  
130, 438  
— Румынские Восточные 25, 91, 360  
— Самборские 67, 124  
— Северные 94  
— Спасские 94  
— Украинские 7—9, 16, 19, 21, 29—40,  
44, 52, 59, 67, 69—72, 75, 77, 79, 94, 96,  
126, 129, 130—133, 146, 184, 185, 187,  
189, 267, 270, 271, 273—276, 279, 283,  
285, 287, 293, 297, 306, 308—310, 312,  
313, 324, 330, 334, 335, 337, 350, 360,  
363, 369, 371, 372, 389, 401, 402, 407,  
423, 424, 431, 434, 438, 441—447, 451—  
453, 459, 460, 465—467, 476—482
- Центральные 479, 480  
— Чехословацкие 47, 176, 401, 402  
— Чехословацкие Западные 91, 360  
— Южные 30, 328, 334, 360
- Карпатская горная страна, система,  
сооружение, дуга 30, 41, 47, 137, 139,  
336, 473, 475
- Карпатский водораздел 31  
Карпатский хребет 406  
Касперовцы, село 299  
Каспийское море 214  
Квасной, ручей 328  
Квасы, село 306, 331  
Келецко-Сандомирские горы, кряж 52,  
67, 210
- Керецки, село 194  
Киев, город 18, 39, 433, 476, 479  
Кизя, река 309, 313  
Киндрат, гора 457  
Кишварда, село 305  
Кишинев, город 439, 440  
Киштече, поток 257  
Клечаново, село 289  
Клива, гора 167  
Клязура Балтагул, озеро 90  
Кобыла, гора 72, 74, 110, 111, 456  
Кобылецкая Поляна, село 60, 189, 192,  
326, 328, 359, 476  
Ковалевка, село 431  
Колодное, село 342  
Коломыя, город 56, 373, 422, 438  
Колчино, село 341, 343  
Комарно, город 55, 377  
Комрат, село 439
- Кончик Буковский, гора 183  
Копашинова Поляна, село 193, 334, 335  
Копятин, хутор 315  
Корна, гора 405  
Королево, станция 263  
Косино, село 337  
Косино-Запсонская возвышенность 340  
Космач, село 10, 162, 174  
Косов, город 166, 373, 375, 388, 434  
Косовская, река 34, 60, 62, 72, 74, 114,  
315, 323, 358, 409, 445  
Кохановка, село 52, 53, 55, 64, 67, 92,  
465  
Кочелево, село 254, 255, 267, 341  
Коштиуе, село 436  
Крайниково, село 297  
Краков, город 18, 65, 269, 466  
Краковец, поселок 316  
Красна, гора 287  
Красна, село 120  
Красна, река 294  
Красна Путна, село 80, 91  
Красный ручей 74  
Красный Плес, ручей 72, 74, 77  
Кремень, гора 101, 103, 105  
Кремнишка, гора 457  
Кремница, река 337  
Крепы, гора 393  
Крива, село 263  
Кристонополь, город 269, 275  
Кричево, село 334  
Кросценко, село 284  
Круглое, село 62  
Круженица село, 314  
Крым 65, 434, 439, 466  
Кузя, ручей 60, 72, 108, 411  
Кучава, село 415  
Кучурган, река 291, 448  
Кэлиман, горы 337

## Л

- Лавочное, село 400  
Лалово, село 416  
Ландестрец, гора 287  
Ланчин, поселок 223  
Латорица, река 15, 32—34, 36, 99, 107,  
179, 183, 185, 187, 191, 263, 265, 294,  
306, 342, 343, 345, 347, 348, 350, 354,  
356, 404, 418, 449, 461, 462, 481  
Лаутанская Голица, гора 405  
Ленинград, город 476, 479  
Лесная Слободка, село 52, 53, 56, 67, 68  
Лещинский Грунь, хребет 410  
Линтуровица, село 350  
Лехе, ручей 410  
Лещинка, поток 61, 62, 320, 321, 410  
Ливада 436  
Липецкая Поляна, село 63, 109  
Липовалы, гора 457  
Липча, село 239, 247, 251  
Липша, река 193  
Липша, хутор 461  
Лисий хребет 187  
Лихая Трава, ручей 325, 326  
Логанешты, село 439  
Лоева, село 290  
Ломница, река 30, 34, 36, 283, 287, 288,  
290, 291, 295, 380, 396, 448, 450, 457  
Лопушанка, овраг 88  
Лопушна, село 387, 393  
Лопушное село 195, 387

Лопянка, село 169, 384  
 Лостун, поток 324  
 Лосовой горный массив 32, 459, 460  
 Лошень, река 390, 391  
 Лубня, село 402  
 Луг, село 26, 179, 387, 402  
 Лужанка, река 34, 63, 84, 105, 107, 114,  
 187, 193, 237, 329, 334, 335, 406, 407,  
 413  
 Лукавыца, село 395  
 Лукавец Великий, река 213  
 Луково, село 251, 341  
 Лунгул, гора 456  
 Луч, село 380  
 Львов, город 15, 18, 39, 54, 174, 248,  
 269, 316, 433, 434, 436, 438—440, 465,  
 476, 479  
 Львовская область 285  
 Любенцы, село 384  
 Люблин, город 269  
 Люта, река 26, 27, 121, 187, 191, 192, 402  
 Люта, село 197  
 Люча, село 380  
 Лючка, река 210  
 Ляховцы, село 223

## М

Магура, гора 457  
 Магура-Ломнянская, гора 457  
 Майдан, село 123, 383  
 Майдан, река 168  
 Маковица (Анталовская Поляна), гора  
 32, 341, 461  
 Малая Азия 334  
 Малая Добронь, село 418  
 Малая Крива, село 282  
 Малая Уголька, река 52, 63, 104, 333  
 Малая Шопурка, река 328, 333  
 Малый Лостун, гора 325  
 Малый Ракош, гора 355  
 Малый Шаян, гора 355  
 Малевинка, гора 456  
 Малый Березный, село 407  
 Малый Берлебаш, ручей, поток 60, 62,  
 320, 321, 410  
 Малый Выжек, гора 405  
 Малый Клобук, гора 102  
 Манявка, река 391  
 Маргитул, ручей 72  
 Мариамполь, город 281, 303  
 Марош, река 290  
 Матекова, река 266  
 Матра, горы 337  
 Межгорье, поселок 194, 399, 434  
 Мелна, село 299  
 Менчул, гора 32, 60, 62, 196, 323, 324,  
 358, 460  
 Мизунка, река 30, 34, 287, 451, 456, 457  
 Микуловцы, село 265  
 Мишкольц, город 337  
 Млинский, ручей 144  
 Могилев-Подольский, город 439  
 Мокану, поток 341  
 Молдавская ССР (Молдавия) 21, 57, 64,  
 68, 69, 248, 251, 439, 440  
 Молодово, село 299  
 Молодятин, село 223  
 Монастырь, село 193  
 Монастырский ручей 63, 334, 335  
 Монастырец, село 380, 386—388, 394,  
 395

Моршин, село 295  
 Мостиска, город 375  
 Москва, город 39, 271, 273, 476, 479  
 Мохнате, село 400  
 Мражница, село 10, 394  
 Мукачево, город 15, 236, 251, 262, 264,  
 289, 341, 343, 344, 348, 415, 418, 422,  
 430, 431, 434, 435, 462

## Н

Надвисаль, гора 337  
 Надворная, город 208, 213, 221, 222, 224,  
 378, 381  
 Надорожная гора 288  
 Нанково, село 243  
 Небылов, село 336, 383  
 Негровец, горная группа 459  
 Немчинский перевал 156  
 Нередов, гора 456  
 Нетеча, река 315  
 Нечайна, село 466  
 Нижнев, город 295, 296, 455  
 Нижнее Селище, село 241  
 Нижние Ворота, село 141, 179, 183  
 Нижний Струтин, село 170, 224, 295  
 Нижний Туров, село 400  
 Николаев, город 312, 425, 429, 433, 455  
 Нирбатор, село 307  
 Ниршег, массив, плато 295, 297, 298, 301,  
 305, 316  
 Новица, село 223  
 Новобарово, село 420  
 Новоград, гора 337  
 Новоселица, село 79, 84, 189, 238, 241,  
 244, 262, 266, 413  
 Новоселица Верхняя 107  
 Новоселицкий ручей 103  
 Новый Кропивник, село 287  
 Норвегия 67

## О

Оаш, гора 32, 33, 461  
 Обниж, урочище 88, 321, 325, 326, 359  
 Одесса, город 439, 440  
 Оленево, село 121, 194, 267, 354, 355  
 Олеско, поселок 53, 55, 56  
 Опака, село 395  
 Опор, река 31, 34—36, 126, 144, 146—148,  
 153, 154, 157, 159, 162, 172, 280, 282,  
 398, 457  
 Орава, река 144, 148, 159, 168  
 Оровы, горы 456  
 Осередок, гора 456  
 Ослава, река 209  
 Осой, село 263, 342  
 Остров, село 281  
 Отыня, поселок 378, 388

## П

Паленица, гора 412  
 Пасечная, село 143, 147, 150—152, 163,  
 288  
 Парашки, горная цепь 30, 456, 457  
 Перегинское, поселок 384  
 Перекоп, река 342  
 Перемышь, город 13, 143, 450  
 Перемышляны, город 94, 422, 431, 433  
 Перечин, поселок 46, 77, 80, 104, 108,  
 347, 407  
 Перечинский район 80, 104, 342

- Перкалаб, река 115  
 Перкалаб, село 115  
 Петрос, гора 32, 72, 77, 88, 330, 407, 468  
 Пещига, гора 168, 170  
 Печенежин, поселок 223  
 Пилищ, гора 337  
 Пиние, река 195  
 Пинцарени, село 439  
 Пистынка, река 445  
 Пистынь, село 375  
 Пишколт, село 436  
 Попадинец, ручей 412  
 Плоска, гора 288  
 Плоское, село 121  
 Пникут, село 314  
 Плугов, село 248  
 Побук, село 162  
 Погар, хребет 187  
 Подбожье, село 466  
 Подгорцы, село 283, 315  
 Подливче, село 395  
 Подлиски, село 291, 312  
 Пожижевская, река 313  
 Подлужанское, село 95  
 Покутье, село 345  
 Полинили, ручей 99  
 Полонина Боржава, горный массив 32, 459  
 Полонина Красна, горный массив 32, 308, 459  
 Полонина Прилуки 320, 321  
 Полонина Руна (Ровная) гора 32, 186, 195, 196, 308, 404, 459, 481  
 Полонинский ручей 62  
 Поляна, село 186, 194  
 Поляница, село 139, 172, 174  
 Польская Народная Республика (Польша) 7, 9, 12, 16, 39, 44, 65, 124, 182, 184, 201, 231, 233, 268, 270, 274, 317, 318, 394, 396, 397, 399—402, 407, 438, 466, 475  
 Поницка, гора 183  
 Попели, село 153, 156, 158, 386, 387  
 Поп Иван, гора 32, 60, 329, 460  
 Поград, река 30  
 Порошково, село 407  
 Посич, село 193  
 Пояна-Ботизей, село (Румыния) 131  
 Прахова, река (Румыния) 231  
 Приборжавское (Заднее), село 79, 80, 81, 97, 101, 102, 107, 238, 251, 262, 346, 354  
 Прут, река 12, 13, 24, 30, 31, 34—36, 43, 117, 118, 126, 142, 143, 156, 159, 167, 200, 202, 205, 208—211, 214, 215, 218, 221, 223, 224, 282, 283, 287, 288, 290, 300, 301, 305, 309, 313, 448—451, 454, 457, 458  
 Пруто-Днестровское междуречье 454  
 Пустошак, гора 456  
 Пуца, село 466
- Р**
- Рава-Русская, город 52—55, 57, 67, 68  
 Радомир, ручей 410  
 Радыч, гора 234, 279, 287  
 Разветвленный, ручей 325  
 Ракош, гора 353  
 Ракошино, село 418
- Ратунчева, река 393  
 Рахов, город 35, 72, 74, 88, 90, 114, 115, 408, 422, 449  
 Раховские горы 284  
 Раховский район 115  
 Репинка, река 194  
 Ржешатары, село 65, 466  
 Рика, река 15, 31, 34, 36, 112, 131, 191—193, 247, 251, 255, 286, 288, 297, 315, 334, 399, 406, 452, 458, 459, 461, 462  
 Рихтычи, село 228  
 Ришкания, село 183  
 Рожнятов, город 170  
 Роздол, поселок 425  
 Розлуч, село 44  
 Розтоки, хребет, горная цепь 457  
 Рокосов, село 262, 263, 265, 266, 289  
 Росош, гора 193  
 Росточье, возвышенность 268, 299, 310  
 Ротыло, гора 456  
 Рошнев, село 276, 281  
 Рударня, хутор 72, 74, 85, 86  
 Рудки, город 52—55, 64, 67, 92, 269, 275, 283, 296, 312, 314, 319, 465  
 Ружанская горная цепь 457  
 Румынская Народная Республика (Румыния) 7, 16, 32, 39, 44, 45, 52, 58, 71, 95, 112, 117—119, 124, 129, 130, 171, 184, 201, 210, 215, 216, 218, 223, 228, 231, 248, 249, 262, 318, 337, 340, 394, 403, 407, 408, 416, 417, 419, 420, 434, 436, 439, 440, 448, 460, 461, 467  
 Руна-Плай, гора 196  
 Русская равнина 271  
 Русские Комаровцы, село 418  
 Рыбник, село 95, 123, 288  
 Рыбник, ручей 123, 159, 168  
 Рыбница, река 150, 156, 158, 166, 233, 296, 388  
 Рыпное (Репное), село 384
- С**
- Самбор, город 13, 94, 122, 298, 388, 393, 395, 422  
 Самош, река 294  
 Сан, река 31, 33, 225, 274, 287, 288, 293, 299, 303—305, 310, 311, 313, 315  
 Санислэу, село 436  
 Саноки, город (Польша) 182  
 Сарата, река 76, 117  
 Сауляк, ручей 60, 62, 326  
 Свалява, город 79, 95, 99, 103, 280, 288, 414, 432, 435, 436  
 Свалявка, река 34, 99  
 Свалявка, село 407  
 Свентокшиские горы 52, 55, 269, 466, 468  
 Свидовец, хребет 32, 284, 308, 403, 441, 447, 449, 459, 460, 461  
 Свинна гора 456  
 Свяча, река 24, 30, 31, 34, 36, 135, 146, 225, 287, 295, 298, 395, 396, 406, 448, 450, 451, 457  
 Северная Буковина 77, 171, 182  
 Северная Трансильвания 436  
 Северный Кавказ 143, 147, 189, 204, 214  
 Северный склон Карпат 291  
 Селятин, село 172  
 Селетин, город 141, 171, 173, 182, 183  
 Сельце, село 254, 257, 264  
 Сена, гора 456

Серет, река 34, 36, 296, 305, 439, 449  
 Сигет, город 435, 436  
 Силезия 327  
 Симер, река 187  
 Симер, село 187  
 Синебир, село 194  
 Синебирская Поляна, село 195  
 Синебирское озеро 37  
 Синяк, гора 345, 456  
 Синянка, ручей 345  
 Скандинавский полуостров 67  
 Сколе, город 123, 136, 144, 148, 157, 396, 432  
 Слобода Рунгурская, село 10, 109, 211, 387, 388, 380, 395, 444, 455  
 Смольник, село 400  
 Смерже, село 399  
 Соймуд, гора 72, 74, 75, 110, 111, 460  
 Сокирница, село 242, 243  
 Солотвин, поселок (Ивано-Франковская область) 381, 387, 395  
 Солотвина, поселок (Закарпатская область) 239, 241, 242, 244, 287, 294, 422, 462  
 Соль, село 45, 121, 187  
 Сусидовичи, село 312  
 Сусково, село 306  
 Спас, село 94, 122, 282, 384  
 Спрыня, село 394, 395  
 Среднее, село 262, 266, 289, 355, 415  
 Станово, село 342, 343  
 Старуня, село 213, 275, 303, 319  
 Старый Самбор, город 121, 123, 147  
 Стебник, поселок 207  
 Стинка, хребет 187  
 Стявница, река 337  
 Сторожинец, город 438  
 Страдч, гора 275, 281  
 Стрвж, река 36, 394  
 Стрельбиц, село 393, 394  
 Стримба, ручей 254  
 Стрый, город 15, 56, 123, 377, 378, 388, 422, 457  
 Стрый, река 31, 33, 34, 36, 123, 126, 287, 288, 291, 296, 298, 300—302, 377, 378, 391, 394, 399, 406, 430—432, 450, 451, 457  
 Стривигор, ручей 302, 305, 310, 315, 457  
 Студеница, хребет 187, 188, 197  
 Ступица, село 228  
 Судовая Вишня, село 55  
 Сукель, река 174, 291, 395  
 Сусидовичи, село 310  
 Сусково, село 267, 306, 354  
 Суха-Бронька, река 121  
 Сучава, река 117  
 Сходница, село 10, 123, 146, 150, 172, 394, 395  
 Счастливое, село 265  
 Счевора, гора 61, 62  
 Сьвуля Великая, гора 30, 456  
 Сьвуля Малая, гора 30, 456

## Т

Танто, гора 294  
 Тарнычин поток 60, 62, 323, 324  
 Татры, горы 11, 15, 268, 309, 313  
 Таркэу, горный массив 130  
 Татаров, село 156, 159, 300  
 Текуча, село 393  
 Телешница, село 315

Темпа, гора 60, 326  
 Теремля, река 31, 32, 34, 36, 37, 63, 84, 97, 108, 112, 119, 187, 190—193, 237, 241, 242—244, 286, 288, 297, 334, 403, 404, 406, 407, 458, 459, 462  
 Теремля, село 243, 244  
 Теремовля, город 299  
 Тересва, село 436  
 Тересва, река 15, 26, 31, 32, 34, 36, 46, 106, 109, 112, 114, 115, 117, 120, 131, 187, 191, 234, 282, 287, 403, 413, 445, 458, 459, 462  
 Терешова, река 187  
 Терешул, река 237  
 Термокса, гора 104  
 Тернополь, город 438  
 Тесниковатый ручей 63  
 Тирасполь, город 447  
 Тисса, река 26, 32—36, 38, 52, 60, 72, 74, 111, 114, 115, 243, 247, 262, 263, 265, 288, 289, 293, 294, 297, 300, 301, 304—306, 313, 316, 324, 348, 370, 372, 407, 408, 410, 419, 444, 448—451, 459, 461—464, 475  
 Тиссаберек, село 307  
 Тиссало, ручей 84, 87, 105, 108  
 Товмач, гора 274  
 Токай, город 294, 301, 304  
 Тополевка, село 243  
 Топольница, село 123  
 Торунский перевал 31  
 Третья Вулька, река 315  
 Тростянец, ручей 331, 332  
 Тростяница, село 265, 376  
 Трускавец, город 211, 296, 378, 380  
 Тукало, ручей 320  
 Тулгеш, гора 129  
 Тупой, гора 32, 33, 266, 461  
 Турица, река 404  
 Турица, село 407  
 Турка, город 400  
 Туранка, река 225  
 Турья, река 26, 27, 34, 121  
 Турьи Реметы, село 27, 355  
 Тысменица, река 144, 145, 153, 163, 207, 208, 291, 298, 386, 391, 450  
 Тышновнице, село 300  
 Тяршуво, село 129  
 Тячев, город 243, 463  
 Тячева, река 34, 287

## У

Угерско, село 52, 53, 56, 225  
 Уголька, река 34, 72, 84, 97, 109, 113, 118, 465, 468  
 Угля, село 297  
 Уж, река 15, 32, 34, 36, 39, 44—46, 95, 103, 107, 108, 120, 121, 179, 180, 183, 185, 187, 191, 192, 263, 265, 287, 342, 346, 348, 372, 402, 406, 407, 449, 461, 481  
 Ужгород, город 37, 39, 47, 234, 262, 266, 343, 418, 422, 433—436, 465  
 Ужок, село 141, 180, 183  
 Ужокский перевал 31, 402, 451  
 Узловое (Батев), село 307, 308, 418  
 Украинская ССР (Украина) 7, 16, 18, 21, 30, 95, 201, 271, 360, 361, 364, 387, 433, 434, 439, 440  
 — Галицийская 475  
 — Западная 17, 18, 21, 29, 270, 271

— Закарпатская 29, 95, 96, 475

— Северная 317

Умань, город 439

Унгены, город 248

Урал 120

Устрики, село 275

Усть-Путила, село 156

## Ф

Феделешевцы, село 348

Фольварки Мейские, село 316

Фредрополь, село 223

## Х

Хаеш, гора 252, 253

Халмеу, село (Румыния) 436

Ходновичи, село 64, 377, 467

Ходоров, город 281

Хом, гора 456

Хомяк, гора 456

Холмец, село 418

Хрустятычи, село 315

Худлево, село 294

Хусна, река 183

Хуст, город 242, 262, 297, 300, 365, 430,

436, 462, 463, 474

Хустица, река 34

Хыров, город 222, 279

Хэгимаш, гора 129

Хэргита, горы 337

## Ц

Цешин, город 209

## Ч

Чапли, село 228, 302

Чаронда, село 305

Чамурлия-де-Сус 466

Чергат, гора 337

Черемош, река 32, 34—36, 45, 90, 117,

118, 148, 289, 290, 450, 457

Черная, село 263

Черная Гора, гора (возле г. Виноградов)

263, 356, 462

Черная Гора, горный массив (верхове

р. Прут) 262, 276, 277, 282—284, 296,

308—310, 313, 447, 449, 450, 459, 460

Черногора, хребет 32, 33, 441, 448, 449,

450, 451, 460

Черная Тисса, река 31, 34, 35, 77, 112,

114, 117, 120, 132, 160, 172, 180, 331,

406, 450, 451, 458, 459

Черник, ручей 99

Черновицкая область 70

Черновцы, город 52, 57, 433, 438

Черноголова, село 121

Черное море 33, 434, 439, 440

Черный хребет 412

Черный Мочар, урочище 305

Черный Поток, село 380, 381, 387

Черный Черемош, река 17, 32, 90, 112,

115, 117, 118, 144, 324, 412, 449, 451,

458

Чехословацкая Социалистическая Рес-  
публика (Чехословакия) 7, 16, 32, 39,  
95, 104, 108, 120, 129, 184, 236, 261,  
318, 337, 340, 355, 407, 413, 416, 417,  
434, 461, 467, 474, 475

Чечва, река 13, 146—149, 170, 172, 224,  
287, 302, 336, 391

Чежевичи, село 311

Чикосгоронд, село 246, 428

Чимурный поток 324

Чишки, село 310

Чоп, город 36, 49, 51, 301, 305, 416, 463

Чуква, река 296

## Ш

Шаланки, село 246

Шаланки, гора 418, 462

Шарок, гора 252

Швеция 67

Шелестово, село 344

Шипот, река 187, 196

Шипотек, ручей 196

Шипоты, село (Буковина) 94

Широкий Верх, гора 266, 456

Шкло, река 281, 303, 305, 314—316

Шолнок, село 304, 307

Шопурка, река 34, 52, 58, 60, 62, 74,  
114, 118, 315, 323, 358, 403

## Щ

Щуте, поток 257

Щепник, ручей 95, 123

Щерек, ручей 315

## Ю

Южное Полесье 269, 310

Южный склон Карпат 291

Югославия 334

Юрловы, село 263

Юрич, гора 287

## Я

Яблоницкий (Ясинский) перевал 31, 452

Яблонов, село 399

Яворник, хребет 187

Яворниковый поток, ручей 60, 61, 320,  
321, 325

Яворов, город 316, 429

Яйко-Илемское, гора 457

Яломица, река (Румыния) 30

Ямна, село 146

Яремча, поселок 142, 143, 395, 457

Яремчанский водопад 34

Яровицкий хребет 117

Ясинский перевал 31, 452

Ясеница Сольная, село 386, 387, 393

Ясенка, река 154, 222

Ясень, село 287, 288

Ясиня, поселок 88, 160, 162, 172, 180,

182

Ясло, село 181

Яссы, город 439

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

### А

Абровые слои 248, 251—253  
Австрийская фаза тектогенеза 411, 412  
Александровская складка 419  
Александровский разлом 420  
Александровско-Солотвинская антиклиналь 419, 420  
Альпийская складчатая область 120, 365  
Альпийский этап тектогенеза 327, 411  
Алмашская свита 247, 249, 251, 252, 255, 258, 259  
Алмашский горизонт 250  
Антиклинально-аллохтонная зона Раховского массива 408  
Апиховые слои 95  
Апшинская мульда 419  
Апшинская серия 236, 246, 253  
Апшинский сброс 420  
Астурийская фаза тектогенеза 467

### Б

Багноватого, складка 397  
Байкальская складчатая система 465  
Байловская свита 236, 419  
Бакулитовые мергели, слои 96  
Баласинувская свита 325  
Баличская свита, серия, слои 54, 203—205, 220, 222, 224—227, 229, 230  
Баличский век 58  
Баличское время 413  
Балтийский щит 67  
Балтская свита 446  
Банская подсвита 241, 242  
Банская складка 409  
Банский горизонт туфов 241  
Басхевская свита 246, 419  
Белозорины, складка 393  
Белопотокская антиклинальная зона 408  
Белопотокская серия, свита 59—62, 321, 357, 358, 409, 410  
Белотисенская древняя долина 449, 452  
Береговая скиба, чешуя 12, 43, 136, 137, 139—141, 144, 146—149, 153, 161, 165, 168, 181, 217, 362, 369, 370, 378, 381—384, 387, 390, 391, 393—395, 457  
Береговская антиклиналь 416, 417  
Береговская зона, подзона, полоса 48, 208, 362, 369, 417, 421  
Береговский блок 49, 416, 421  
Береговский массив 427, 430  
Береговские липаритовые туфы 252  
Береговское холмогорье 28, 33, 48, 49, 246, 247, 253, 297, 301, 337, 340, 350, 418, 420, 464

Береговые Карпаты 362, 368, 369, 382, 388, 398  
Бережницы складка 388  
Березнинская свита 27, 121, 130  
Березнинская складка 405  
Березнинская фашиальная зона, фашиа 98, 120, 121, 132, 133, 405, 478  
Берлебашская синклинальная зона 408  
Бескидско-Горганская подобласть 453  
Бешикурская свита 246, 419  
Бжозова синклиналь 182  
Билича разрыв 394—396  
Биткова складка 393  
Битковские пестроцветные слои 134, 143  
Битковский покров 383, 393  
Боберка-Бориня антиклиналь 400  
Бобовищенская антиклиналь 417  
Бобовой синклиналь 182  
Богородчанская свита 204, 220, 225—229, 238  
Богородчанский век 204, 216  
Богровки складка 383  
Болева складка 388  
Боновская подзона 376, 377  
Борини складка 399  
Бориславская подзона 42, 43, 51, 137, 153, 158, 362, 368—370, 372, 378, 380, 381, 383, 384, 386—388, 391, 393  
Бориславская складка 161, 378, 384, 386  
Бориславская скиба, чешуя 12, 43  
Бориславская фашиа 207, 208  
Бориславский песчаник 161  
Бориславский участок 380  
Борщовский горизонт 54  
Бредецельская антиклиналь 409, 411  
Бретонская складчатость 467  
Брусницкий горизонт 230  
Брусного складка 380  
Бугловский горизонт, слой 205, 236, 247  
Бужорская свита 264—266, 341, 343, 350—352, 415  
Бука, складка 396  
Буковинская предгорная возвышенность 455  
Булиминовый горизонт 231  
Буркаловская свита 234, 236, 237, 473  
Буркутская свита 112, 115, 117, 129, 331  
Бутельки, складка 399  
Буштинская антиклиналь 419  
Быстрицкая антиклиналь 404  
Быстрицкая фашиа, свита, слои 136, 137, 150, 152, 153, 155—158, 160—164, 186, 190  
Быстрицкий пестроцветный горизонт 136, 158  
Быстрицкое междуречье 450

## В

- Варисийский структурный этаж, цикл 467
- Варшавское I оледенение (Среднепольское) 268, 269, 277, 309, 319, 450
- Варшавское II оледенение 269, 309, 450
- Велико-Доброный блок 418
- Велико-Доброный разлом 418
- Велятинский разлом 420
- Венгерская впадина 448
- Венгерская равнина 49, 51
- Венгерский срединный массив 49, 51, 362, 363, 367, 371, 372, 414, 416, 417, 420, 421, 474
- Венский бассейн 19, 231, 251, 255, 257, 260, 364, 389
- Вербовецкий горизонт, слои 230, 231, 242
- Вернсдорфские слои 94, 131
- Верхнебелопотокская брахиантиклиналь 409, 410
- Верхнеберлебашская брахиантиклиналь 410
- Верхневоротыщенская свита 202, 203, 207, 209, 211, 215, 216, 225, 229, 230, 394
- Верхневоротыщенское время 219
- Верхневоротыщенский бассейн 214
- Верхнегутинская подсвита 262, 264
- Верхнеделовецкая подсвита 62
- Верхнеднестровская котловина 33, 36, 296, 273, 305, 450
- Верхнеднестровская равнина 455
- Верхнеднестровские Бескиды 458
- Верхнедобротовское время 216
- Верхнекросненская свита (верхнее Кросно) 140, 177—179, 181, 182, 195, 400
- Верхнемелитовая свита 26, 138, 140, 164, 165, 170, 171, 173, 174, 180—182
- Верхнесиневодинская котловина 31
- Верхнетисенская впадина 363, 367
- Верхнетисенская древнеозерная котловина 452
- Верхнетисенское озеро 449, 462
- Верхнешипотская подсвита 118, 119
- Верхние поляничские слои 169, 174
- Верхняя добротовская подсвита 213
- Верхнераховская подсвита 115
- Верхняя соленосная свита 229, 230
- Верховинская продольная долина 448, 449, 452
- Верховинский водораздельный хребет 459
- Веселянские слои 248
- Визингская серия 67
- Викторовская флексура 425
- Виноградовская терраса 218
- Витвицкая серия 135, 145—147, 149, 150, 152, 154
- Витвицкая фация 390
- Витвицы складка 391
- Вишницы разрыв 384, 386
- Внешнее Предкарпатье 362, 368, 473, 474
- Внешние Карпаты 12, 16, 26, 145, 147, 165, 187, 195, 306, 308, 362, 370, 401, 449, 453, 455—458, 478
- Внешних Карпат область 453, 455, 456, 457
- Внешняя антиклинальная зона 19, 226, 363, 365, 367, 397
- Внешняя зона Карпат 445
- Внешняя зона Закарпатского прогиба 420
- Внешняя зона Предкарпатского краевого прогиба 23, 24, 41, 43, 51—54, 56—58, 139, 200, 202, 204, 205, 209, 210, 225, 227, 229, 230, 362, 363, 366—368, 370, 372—378, 420, 425, 429, 431—433, 472
- Внутренние Карпаты 173, 196, 336, 337, 362, 370, 371, 389, 398, 400, 401, 407, 408, 453, 467, 478
- Внутренняя антиклинальная зона 19, 226, 363, 365, 367, 401—403
- Внутренняя зона Закарпатского прогиба 420
- Внутренняя зона Предкарпатского краевого прогиба 23, 41—43, 51, 58, 121, 129, 141, 165, 168, 170, 175, 181, 200, 202, 204, 205, 208, 227—229, 362, 363, 366—368, 370, 372—375, 377, 378, 380, 388, 391, 393, 395, 396, 429—433, 472, 474
- Внутрикарпатская депрессия 452
- Водораздельно-Верховинская область 31, 453, 459
- Водораздельные Карпаты 432, 452, 459
- Водораздельный хребет 449
- Воли Блажевской, складка 393, 394
- Воли Коблянской, складка 393, 394
- Воловецкая верховина 31, 459
- Воловца скиба 12
- Волосьянки складка 397
- Вольнь 425
- Северная 310
- Вольно-Подолія 275, 315
- Вольно-Подольская возвышенность 274, 279, 281, 283, 317
- Вольно-Подольская плита 65
- Вольнский горизонт 205, 233, 249, 251
- Волянецкая складка 378
- Воротыщенская серия, слои, толща 57, 67, 139, 173, 175, 200, 202, 203, 205—209, 216—220, 225, 240, 370, 381, 383, 387, 390, 391, 395, 426, 432, 444
- Воротыщенское время, век 58, 201, 208, 220, 370
- Ворохта-Путиловское низкогорье 31, 459
- Вулканические горы 453
- Вулканические Карпаты 362, 368, 369, 422, 427, 451—453, 461, 462
- Вульховецкая свита 244, 246
- Вучковская антиклиналь 404
- Выгодская котловина 31, 37
- Выгодская свита, фация 144, 145, 146, 151, 154—156, 158—160, 186, 190
- Выгодские песчаники 135—137, 144, 145, 147—149, 151, 152, 154, 156, 157, 159
- Выгорлат массив 337
- Выгорлатский хребет, гряда 49
- Выгорлат-Гутинская зона 47—49, 51, 352, 362, 371, 372, 407, 414—416, 418, 424, 427, 453, 461
- Выгорлат-Гутинский глубинный разлом 414
- Выгорлат-Гутинский структурный шов 417, 420
- Выгорлат-Гутинский хребет, гряда 8, 28, 32—34, 38, 47, 48, 49, 199, 234, 247, 251, 260—265, 267, 277, 280, 281, 286, 287, 289, 294, 297, 298, 336, 337, 340, 341, 343, 345—348, 350, 351, 355, 363,

406, 407, 413, 415, 417, 422, 427, 430,  
432, 438, 447, 452, 464, 473, 479, 481  
Вырвинская фация 221, 222  
Вышкова складка 397  
Вышковская серия 247  
Вышковская синклираль 419  
Вышковского Горгана складка 237

## Г

Гавриловка складка 388  
Галицийская складчатость 466  
Галицийская складчатая область 25, 68,  
465, 466  
Галицкая серия, время, осадки 54, 204,  
205, 216, 227, 230, 233, 234, 373, 375—  
377, 473  
Галичско-Букачевская котловина 455  
Ганицкий горизонт 239  
Гатара складка 399  
Гемериды 41, 369, 420, 471  
Германская равнина 271  
Гернадский сброс 47  
Герцинская складчатость, этап тектоге-  
неза 327, 410, 412  
Геы складка 390, 391  
Геы чешуя 391  
Главного антиклинория зона 363, 365,  
408  
Главный Европейский водораздел 33, 34,  
291, 310, 314, 422  
Главный Карпатский водораздел 361, 432  
Глодская подсвита 241, 242  
Глодский горизонт туфов 241  
Глорнетты складка 378, 388  
Гозау свита 94  
Голуботова складка 388  
Головецкий горизонт известняков 26, 141  
Головинская свита 121, 123, 124  
Голубая (ланчинская) фация стебника  
223  
Горгано-Полонинское низкогорье 453  
Горганские складки 401, 402  
Горинчовская терраса 294  
Горновица уровень (Румыния) 448  
Горного складка 388  
Горячего Ключа свита 143, 189  
Горохлины складка 388  
Гошева складка 391  
Грабовецкие слои 231  
Грабовки складка 388  
Граниды 41, 369, 420, 471  
Гуменский «утес» 47  
Гутинская свита 254, 255, 257, 260—  
262, 350, 351  
Гуцульские Альпы 452  
Гуцульский горизонт 135, 136, 145, 146,  
148—150, 156

Д

Давиденский горизонт 230  
Далясландская серия 67  
Даниловская антиклиналь 241, 243  
Даниловская опорная скважина 236,  
238—243  
Даниловская свита 238  
Даниловская складка 419  
Даниловские туфы 235, 238, 243  
Даролинская свита 232, 236, 246  
Даушки складка 396  
Дашавская свита 205, 227, 230, 231, 233

Дашавско-Кадобненская часть Внешней  
зоны Предкарпатского прогиба 378  
Деловецкая свита, серия 60—62, 378,  
409—411  
Делятинская котловина 31, 288, 299  
Демни складка 394  
Деренковский блок 416  
Дзвиняча складка 388  
Динариды 420  
Днепровское оледенение 312  
Днестра, разрыв 393  
Днестровская долина 291  
Добромильские конгломераты 201, 229  
Добротовская свита, слои, фация 173,  
174, 202, 209, 211—216, 219, 220, 426,  
444, 472  
Добротовская складка 387  
Добруджа 58, 67—69, 209, 210, 466, 469,  
470  
Добруджинско-Станиславская гряда 444  
Довжинская антиклиналь 180  
Довжинская свита, фация 136, 153, 160—  
162, 180  
Долинская подзона 42, 43, 51, 137, 362,  
368, 370, 372, 378  
Долины складка 388  
Доробратовская свита 236, 247, 250—254  
Доробратовский блок 416  
Драгово-Новоселицкая антиклиналь 365  
Драгово-Новоселицкая фациальная зона  
98, 99, 106, 108, 131, 132  
Драговские песчаники 193  
Древнесанская продольная длина 448,  
452, 458  
Дрогобычская подзона 42, 43, 51, 137,  
362, 368, 370, 372, 378  
Дрогобычская возвышенность 37, 455  
Дубковца складка 388, 391  
Дублянско-Калушская часть Модрыч-  
ской подзоны 43, 362, 368, 378, 388  
Дубровки складка 388  
Дубшары складка 391  
Дуклянская зона 19, 44—46, 51, 69, 139,  
179, 180, 190, 194, 362, 372, 389, 398,  
400—402, 453, 458  
Дусинская зона 45, 46, 51, 362, 372, 389,  
401  
Дусинская фация 45  
Дусинско-Черногорская зона 190, 194,  
195, 372, 398, 400, 401, 402—405, 407,  
415, 453, 468, 470

## Ж

Жабьевская котловина 282, 287, 288,  
289, 293, 294, 300, 304, 396, 397  
Жданицкие слои 176  
Ждимирская складка 404  
Жидачовско-Черновицкий разлом 425,  
429  
Журавненская фация 204, 225  
Журавненская флексура 425

## З

Заале, оледенение 269  
Завыгорлатская межгорная долина,  
ложбина 33, 34, 285, 286, 288, 297,  
300, 363, 365, 367, 449, 461, 464  
Загорская (средневортыщенская) свита  
202, 203, 207—209, 388, 394  
Загорское время 223

- Закарпатские впадины 7, 363, 365, 367, 422  
 Закарпатская низменность, равнина 450, 452, 453, 461—463  
 Закарпатский внутренний прогиб 28, 29, 41, 47, 49, 51, 69, 93, 193, 194, 199, 234, 235, 261, 263, 336, 340, 361, 362, 365, 368, 369, 371, 372, 411, 413, 414, 416, 418, 420, 421, 424, 429—432, 438, 442, 445, 447, 453, 461, 468, 470, 472, 474, 478, 481  
 Закарпатский разлом 414  
 Закарпатское предгорье 462, 464  
 Закарпатье 8, 9, 15—17, 23, 26—28, 37, 39, 41, 44, 45, 51, 63, 79, 91, 95—97, 101, 104, 113, 118, 133, 141, 143, 170, 182, 184, 185, 187—190, 193, 194, 228, 232, 234—236, 242, 248, 249, 254, 260, 261, 267, 269—271, 273—275, 278, 279, 281, 286, 287, 290, 294, 305—307, 316, 328, 334, 336, 337, 340, 341, 352, 356, 362, 364, 368, 369, 371, 422, 426—428, 430, 431, 434, 436—439, 447, 448, 451—453, 459, 460, 465, 468, 471—473, 475, 476, 478, 479, 481  
 — Восточное 77  
 — Западное 85, 195  
 — Центральное 85  
 Залоктя чешуя 395  
 Залужская скважина 237—241  
 Залужская складка, антиклиналь 236, 416, 417  
 Залужский блок 416  
 Залужский взброс 416  
 Замковой складка 397  
 Затонская подсвита 241, 242  
 Звора складка 393  
 Зелемянки скиба 12, 43, 144, 148, 159, 168, 362, 363, 369, 370, 390, 395—397, 401, 456  
 Зеленых ритмичных песчаников и аргиллитов свита, фация 149, 150, 153, 158, 161  
 Золотарево-Терновская синклиналь 419  
 Зубрицкая чешуя 397
- И**
- Ивановиц складка 388  
 Изовская свита 254, 255, 257—259  
 Изяславская свита 67  
 Иероглифовые слои 12, 26, 137  
 Ильницкая свита 28, 254, 255, 260—263, 266, 267, 341, 417  
 Ильницкая синклиналь 417  
 Иноцерамовая свита 94, 96, 124  
 Иордановки складка 388  
 Иршавская котловина 32, 37, 251, 257—260, 262, 263, 287, 294, 297, 345, 351, 452, 461, 464  
 Иршавская складка 417  
 Иршавский разлом 418
- К**
- Кагульская площадь 64, 68, 69  
 Кадобной складка 388  
 Каледонский цикл, этап, структурный этаж 410, 412  
 Калуша складка 388  
 Калужская котловина 302, 303  
 Калужская полоса 362  
 Калужские слои 229  
 Калужские соли 201, 230  
 Калужский разрыв 377  
 Кальмовца складка 391  
 Камарник слои 129  
 Каменистого складка 380, 381  
 Каменелинская фациальная зона, подзона 84, 85, 87, 91, 108, 109  
 Каменецкая фация, фациальная зона, подзона 84, 85, 88, 91, 99, 104, 106, 107, 131, 132  
 Каменки разрыв (первый, второй, третий) 391  
 Каменский взброс 416  
 Карматура антиклиналь, складка 148, 150, 156, 158, 380  
 Кандешти уровень 291, 448  
 Каровые гребни — Великие Козлы 460  
 " — Малые Козлы 460  
 Карпатская мегаантиклиналь, мегаантиклинорий 364, 365  
 Карпатская геосинклинальная область, зона, геосинклиналь 42, 208, 378, 411, 421, 428, 429, 470, 471, 475  
 Карпатская дуга 293, 318  
 Карпатская свита 26, 27, 185, 189  
 Карпатская складчатая область, зона 41—43, 51, 68, 69, 201, 237, 334, 361, 362, 370, 372, 378, 389, 398, 414, 417, 422, 424, 426, 429—432, 434, 438, 468, 469, 472  
 Карпатская складчатость, фаза 211, 217, 220, 370, 414  
 Карпатская складчатая система 425  
 Карпатская флишевая область, бассейн 41, 389, 430, 431, 441, 442, 469, 470, 474  
 Карпатский геосинклинальный трог 411, 420  
 Карпатский надвиг 207, 208, 218  
 Карпатский регион 269, 431, 432, 475  
 Карпатский песчаник 314  
 Карпато-Балканский регион 327  
 Келецкая зона 466  
 Келецко-Сандомирская складчатость 469, 470  
 Киблярская антиклиналь 417  
 Киммерийский структурный этаж 411, 412  
 Кичерская складка 404  
 Кливская складка 393  
 Кливские песчаники 138, 165, 167, 168, 170, 172  
 Климовская антиклиналь 403  
 Клобукские туфы 238  
 Клокучинский горизонт, слои 230, 231—233, 246  
 Княждвора складка 388  
 Кобыльская синклиналь 411  
 Ковачский горизонт туфов 243  
 Козак сброс 386  
 Колкотовская терраса 291  
 Коломыйско-Косовская часть внешней зоны 378  
 Коломыйский горизонт, слои 230, 231, 246  
 Коломыйско-Черновицкая аллювиальная равнина 455  
 Конгломераты Бреду 216  
 Конгломераты Бучеджи 129  
 Конгломераты Дубника 223  
 Конгломераты Мунчел 129

Кондратова складка 396  
 Корну, слои 216  
 Косинская зона 362, 369  
 Косино-Беганьский блок 416  
 Косино-Запсонская возвышенность 427, 430  
 Космач складка 380  
 Космачская (поляничкая) свита 174, 176, 444, 455, 457  
 Косовская антиклиналь 411  
 Косовская свита 205, 227, 230—233  
 Кохановская свита 91  
 Кошелевская свита 254—259  
 Краевая брахиантиклиналь северной зоны Раховского массива 410  
 Краковецкие слои 234  
 Краковецкий разлом 377  
 Краковская морена 268  
 Краковское оледенение (максимальное) 268, 269, 274, 308—312, 315, 318, 319  
 Кременей чешуя 395  
 Кременца складка 397  
 Крепы, останец 393  
 Кросненская антиклиналь 403  
 Кросненская зона (зона Кросно) 19, 26, 27, 31, 44—46, 51, 69, 121, 124, 139—141, 160, 165, 174, 176—183, 189, 194, 195, 362, 370—372, 389, 396—403, 432, 447, 452, 453, 458, 470, 475  
 Кросненская серия 26, 44, 134, 139—141, 165, 172—174, 176—184, 220, 370, 396—400, 449, 455, 458  
 Кросненская фация 141, 165, 177, 180—183  
 Кросненские песчаники 141, 178, 399  
 Кросненско-Шипотский регион 177  
 Кругельницкий разрыв (Южный, Северный) 393  
 Крукеняцкая подзона 376, 377, 450  
 Крывки, складка 399  
 Кузинская свита 60, 62, 63, 326, 357, 358, 411  
 Кузинская синклиальная структура 63, 411

## Л

Ланчина складка 388  
 Лазовская свита 419  
 Левурды разрыв 393  
 Ленины складка 396  
 Лецовицкая антиклиналь 417  
 Лещинская синклиаль 410  
 Лещинский горизонт 125  
 Липовицы чешуя 395  
 Липшинская свита 255  
 Лисовиц складка 388  
 Лихвинское оледенение 312  
 Лоевский уровень 291  
 Ломницкий горизонт 135—137, 150, 152, 153, 155—163, 173, 180  
 Ломной складка 399  
 Лопушной разрыв 387, 393  
 Лопянецкая свита 26, 137, 139, 140, 164, 165, 168—170, 172—176, 180—182, 217  
 Лосница антиклиналь 400  
 Лотатник складка 388  
 Лужская антиклиналь 14, 401, 402  
 Луковская свита 247—252  
 Лупковская фация 402  
 Лупковские слои 121, 130  
 Лысинская синклиаль 410

Лысой разрыв (первый и второй) 393  
 Львовская мульда 367  
 Любелецкая возвышенность 269  
 Любенец, складка 391  
 Любожни, складка 393  
 Лютская свита 27, 185—189, 191, 193, 197  
 Лютские песчаники 26, 27, 143  
 Ляцкая Воля складка 375

## М

Магурская зона 12, 19, 44, 45, 51, 70, 190, 362, 370—372, 389, 402, 407, 415, 432, 453, 480  
 Магурская плащевина 367  
 Магурский покров, надвиг 12, 21, 45, 361, 371, 401, 402  
 Магурско-Черногорская зона 362, 368, 369, 400, 401  
 Магуро-Черногорская плащевина 44, 480  
 Майдан, складка, поднятие 42, 382, 383, 391  
 Майданская чешуя 42, 43  
 Майданский участок Бориславской подзоны 380—383  
 Майданская подзона 51  
 Майданское поднятие 380  
 Майданское структурное низкогорье 455  
 Макакунские слои 248  
 Макарьевский блок 416  
 Максимца складка 380  
 Мальманстальская чешуя 396, 456  
 Мандельштейновый диабаз 193  
 Манява складка 383  
 Манявская свита, горизонт 134—136, 143—146, 148—150, 186, 190, 458  
 Мармарошская антиклиналь 365  
 Мармарошская геоморфологическая область 453, 460, 461  
 Мармарошская зона 19, 25, 27, 46, 51, 52, 63, 69, 70, 76, 77, 84, 93, 132, 362, 369, 371, 372, 389, 403, 408, 412, 414, 432, 438, 453, 468  
 Мармарошская котловина 452  
 Мармарошская фаціальная зона 98, 99, 108, 109, 112, 129, 130, 131  
 Мармарошский массив, Мармарош 10, 15, 25, 52, 58, 71, 77, 95, 131, 268, 361, 364, 365, 367, 403, 408, 412, 451—453, 460, 467, 469  
 Мармарошский надвиг 46, 412  
 Мармарошское поднятие 131  
 Мезо-кайнозойский складчатый комплекс Карпат 465, 468  
 Мезозойская (тихоокеанская) складчатость 420  
 Менилитовая серия 26, 27, 95, 137, 139, 141, 161, 163—165, 167—175, 177—182, 185, 199, 211, 217, 280, 288, 336, 383, 384, 387, 390, 393—396, 399, 400, 456—458, 470  
 Менилитовая фация 181  
 Менилитовые сланцы 26, 27, 95, 134, 138, 140, 141, 154, 163, 165, 166, 168, 171, 173—175, 177, 179—182, 207, 234, 277, 282  
 Менчила, складка 397  
 Менчульская антиклиналь 404  
 Мерша, антиклиналь 404  
 Милиолиновый горизонт 226

- Модрычская подзона 43, 362, 368, 377,  
 378, 380, 381, 387, 388  
 Модрычская складка 387  
 Мокранская синклиналь 403  
 Молассы 41—43, 47, 48, 53, 57, 139, 184,  
 199—201, 203, 205, 217, 220, 234, 244,  
 279, 369, 370, 373, 375—377, 380, 387,  
 390, 412, 414, 416, 421, 430, 473—475  
 — Нижние 47, 67, 200—202, 204, 206,  
 370  
 — Верхние 47, 201, 202, 204, 370  
 Молассовая серия, комплекс 176, 199,  
 373, 414  
 Молдавская впадина 68  
 Молодятина складка 388  
 Московское оледенение 312, 319  
 Мохнатого, складка 399  
 Мочарская синклиналь 416, 417  
 Мражницкий разрыв 394  
 Мукачевская впадина 251, 369, 417, 420  
 Мукачевский разлом 418  
 Мукачевско-Солотвинская зона 369  
 Муцидакальский горизонт 171  
 Мшаница складка 399
- Н**
- Нагуевичкая свита, слои 139, 174  
 Нагуевичкая складка 139, 387, 388  
 Надворнянские фации 221, 223  
 Надворнянско-Отынский разрыв 378  
 Надыб складка 388  
 Надьямненский пестроцветный горизонт  
 134, 135, 143, 144  
 Нанковская свита 243, 419, 420  
 Нанковские туфы 236, 242, 243  
 Негровская свита 236, 237  
 Негровецкая антиклиналь 119  
 Недельной складка 396  
 Нересницкая свита 244, 245, 246  
 Нижнеберлебашская брахантиклиналь  
 410  
 Нижнешипотская подсвита 118, 119  
 Нижневоротыщенская свита 176, 201—  
 203, 207, 209—211, 216—220  
 Нижневоротыщенское время 176, 201,  
 208, 214, 216  
 Нижнегутинская подсвита 262  
 Нижнедоробратовская подсвита 250  
 Нижнеделовецкая подсвита 62  
 Нижнекросненская свита (нижнее крос-  
 но) 140, 172, 177, 178, 181, 182, 187,  
 194, 195, 400  
 Нижнеменилитовая свита 120, 137, 141,  
 164—173, 180—183, 187, 194, 195, 199  
 Нижнепопельские слои 138  
 Нижние поляничские слои 169, 174  
 Нижнедоробратовская подсвита 213, 214,  
 216  
 Нижнедоробратовское время 216  
 Ничлавская свита 57  
 Новоселицкая свита дацитовых туфов  
 48, 237—239, 340, 350  
 Новоселицкие туфы 228, 235—239, 242—  
 244  
 Няговская свита 244  
 Няговские глины 245  
 Няговские конгломераты 48, 236, 239,  
 241, 243—245
- О**
- Овручская складчатая система 465  
 Олеско-опорная скважина 55, 56  
 Онокфоровые слои 472  
 Ополье 298, 299, 305  
 — Южное 274, 279  
 Опольская возвышенность 317  
 Опшоща, антиклинальная складка 400  
 Оравские (червяковые) песчаники 136,  
 147, 148, 160  
 Оравская свита 145, 146, 148, 149, 154,  
 155, 157, 158  
 Оровская скиба (чешуя), подзона 12, 43,  
 136, 137, 139—141, 144, 146, 148, 154,  
 161, 165, 170, 181, 362, 363, 369, 370,  
 384, 390, 391, 393—396, 457  
 Оровский надвиг 233  
 Оросневский блок 416  
 Островные вулканические горы 463
- П**
- Паленицкая синклиналь 412  
 Паннония 420, 421, 471  
 — Северная 91  
 Паннонская впадина (Альфольда) 48,  
 51, 270, 277, 290, 307, 420  
 Паннонский бассейн 47, 261  
 Паннонский массив 47, 132, 361, 365, 421  
 Парашки скиба 12, 43, 144, 148, 156,  
 159, 168, 362, 363, 369, 370, 390, 395—  
 397, 401  
 Парыща, складка 388  
 Пасечнянская антиклиналь 136, 150, 152  
 Пасечнянская свита, слои, фация 136,  
 147, 149—152, 155, 157, 162  
 Пасечнянские известняки 145, 147, 152,  
 155, 156  
 Пениды 369  
 Пенидные фации 131  
 Пенинская зона 362, 368, 369, 371, 408  
 Пенинская фация 79  
 Перечинская котловина 288, 294  
 Первая карпатская фаза складчатости  
 (предворотыщенская) 47, 139, 141, 199,  
 201, 208, 211, 217, 219, 373, 414, 421,  
 471, 472, 475  
 Перемышлянско-Монастырская линия  
 425  
 Перемышлянско-Монастырский разлом  
 429  
 Пестроцветный горизонт, слои, толща,  
 фация 122, 142, 143, 156, 158, 161, 190,  
 195  
 Петранки, складка 388  
 Петроса плащевина 12  
 Петросская антиклиналь 403  
 Петрошко-Горганская антиклинальная  
 подзона 363, 365  
 Пистыньские конгломераты 201, 205,  
 232—234, 445  
 Плитовые слои 96  
 Плоская антиклиналь 156, 158  
 Плоского, складка 397  
 Плоского-Розена, складка 380  
 Пнива складка 393  
 Побука складка 394  
 Погара антиклиналь 399, 400  
 Подбужа чешуя 394, 395  
 Подгале оледенение 309  
 Подлубенская свита 92

- Подлютого складка 396  
 Подолья 53, 57, 209, 269, 271, 303, 425, 446, 454, 455  
 — Южная 270, 315  
 — Западная 276  
 Подольская возвышенность 33  
 Подольская (Вольно-Подольская) плита 17, 24, 41, 370, 373, 454, 455, 468, 470, 472, 474  
 Покутская свита 233  
 Покутские глины 233  
 Покутские складки 156, 367  
 Покутский надвиг, разрыв 233, 380, 387, 395  
 Покутско-Буковинская подобласть 453  
 Покутско-Буковинские Карпаты 458  
 Покутье 209, 283, 293, 345  
 — Северное 449  
 Покутский участок Бориславской подзоны 380  
 Полесский комплекс базальтов 466  
 Полонинские горы 32, 276, 282—284, 286, 287, 306, 315, 446, 453  
 Полонинский водораздел 34  
 Полонинский пенеплен 443, 446—449, 451, 456, 459  
 Полонинский хребет 32, 33, 38, 447, 449, 452, 459—461, 481  
 Полонинско-Великодольское междугорье 453  
 Полонинско-Черногорская область 453, 459  
 Полонин зона 459  
 Польская равнина 268, 271, 309  
 Поляницкая свита, слон 26, 67, 134, 138, 139, 141, 164, 169—171, 173—177, 181, 200, 201, 203, 206, 208, 211, 216—218, 220, 389, 390, 444  
 Поляницкий век, время 201, 208, 219, 220  
 Поляницкие глины 206  
 Понерли разрывы (первый, второй) 391  
 Попадьи, складка 397  
 Попель, разрыв 393  
 Попельская свита, фация, слон 26, 136, 137, 147—149, 152—164, 172, 384, 387, 390, 457  
 Попельские мергели 134  
 Поставстрийская фаза тектогенеза 412  
 Потецкий сброс 420  
 Потока, складка 182  
 Пра-Быстрица 449, 454  
 Пра-Боржава 461  
 Пра-Ворона 298  
 Пра-Днестр 446, 447, 454  
 Пра-Карпаты 368, 369, 408  
 Пра-Рыбница 450  
 Пра-Сан 450  
 Пра-Тисса 462  
 Прегудская свита, подсвита 247, 253, 254, 419  
 Предбруджинский юрский прогиб 67  
 Предкарпатская возвышенность 33, 454  
 Предкарпатская равнина 7, 279, 281, 283, 285—287, 290, 285, 296, 298, 301, 305, 308, 310, 313, 317, 453, 454  
 Предкарпатский краевой прогиб 8, 12, 15, 17, 23, 24, 28, 41, 43, 47, 51—54, 58, 64, 65, 67, 69, 77, 91—93, 124, 133, 137, 139, 153, 158, 176, 184, 199—201, 205, 215, 217, 220, 227, 233, 235, 279, 312, 350, 361—363, 367, 369, 370, 372, 373, 389, 414, 422, 425, 426, 429—432, 438, 442, 445, 446, 454, 457, 465—467, 472—474, 478  
 Предкарпатский пенеплен 448, 452  
 Предкарпатье 13, 16, 17, 24, 25, 30, 36—39, 47, 64, 67, 68, 92, 173, 200, 201, 204—206, 218, 228, 232, 234, 235, 238, 240, 242, 244—246, 268—271, 273—275, 279, 281, 282, 285—288, 290, 295, 298, 299, 301, 306, 307, 310—313, 315, 316, 318, 319, 362, 368, 387, 426, 438, 444, 446, 448, 450, 453—456, 467, 469—473, 475, 477, 481  
 — Буковинское 454  
 — Внешнее 474  
 — Покутское 233  
 — Польское 228  
 — Румынское 15, 228  
 Преддуклянская зона 45, 46  
 Прибалтика 306  
 Приводораздельные Горганы 31, 459  
 Прислуп складка 383  
 Припятский вал 466  
 Приписенская аллювиальная равнина 452  
 Прутский горизонт, слон 230, 231, 245  
 Пуховская свита 46, 99, 104, 107, 108, 133, 186, 413, 460  
 Пуховские мергели 96, 105, 107, 131, 237
- Р**
- Рава-Русская скважина 53, 67  
 Радычева разрыв 393  
 Радыцкие конгломераты 201, 229, 234  
 Раковой складка 388  
 Раэу синклиналь 129  
 Ратинские известняки 473  
 Раточинский поперечный разрыв 384, 387  
 Раточинский участок Бориславской складки 386  
 Рафайлова чешуя 396  
 Раховская зона 19, 45, 46, 51, 69, 362, 369, 371, 372, 389, 403, 407, 408, 411, 412, 438, 453  
 Раховская фациальная зона 98, 99, 112, 117, 132  
 Раховская свита 27, 45, 112—115, 121, 407, 408, 411  
 Раховская (байкальская) складчатость 61, 320, 410  
 Раховская фация 130, 132  
 Раховский кристаллический массив 19, 25, 27, 32, 45, 46, 52, 58—65, 69—72, 74—77, 79, 80, 85, 87, 88, 90, 97, 110, 112, 185, 189, 191, 192, 195, 197, 276, 282, 306, 308, 320, 321, 323—328, 332, 333, 356—359, 369, 408, 411, 412, 438, 449, 452, 459—461, 465—467, 476, 477  
 Раховский (рифейский) цикл складкообразования 69, 465  
 Реметовский перешеек 289, 297  
 Ржешатары скважина 65  
 Рика-Тереблинский сброс 406, 481  
 Рикская антиклиналь 404  
 Рифейский (раховский) структурный этаж 412  
 Роговиковый горизонт, роговики 152, 157, 159, 161, 165—168, 170—172, 179, 180

- Роженская свита, фация 145, 148  
 Рожнятова складка 388  
 Розанки чешуя 397  
 Ропянецкая свита, слои 94, 96  
 Росвиговский купол 356  
 Росохатого складка 399, 400  
 Рунгурская фация 207, 208, 216  
 Рунская свита 185—187, 194—196, 199  
 Ружанки скиба 12, 43  
 Русская платформа 41, 51, 54, 58, 67, 91, 204, 207, 210, 240, 248, 361, 364—368, 370, 373, 376, 377, 422, 424—426, 429—433, 468—470, 472  
 Русская равнина 319  
 Рыпного, складка 391
- С**
- Садзавские песчаники 203, 222, 224  
 Садзавский горизонт 224  
 Садковичско-Садзавский разлом 377  
 Самборская фациальная зона 98, 121, 130, 132, 450  
 Самборско-Рожнятовская часть Модрычской подзоны 43, 362, 368, 378, 388, 394  
 Сандомирская впадина 310  
 Сандомирско-Добруджинская гряда 23, 42  
 Саночан, складка 388  
 Санская серия 52, 58, 210  
 Санско-Висленская низменность 450  
 Санско-Днестровский водораздел 450  
 Санско-Днестровская равнина 455  
 Сасов, разрыв 393  
 Свалявская свита, фация 80, 91, 99, 101, 104  
 Свалявская котловина 33, 294, 306  
 Свалявская фациальная подзона 99, 101, 103, 104, 106—108, 131  
 Свалявский прогиб 132  
 Свентокшиский антиклинорий 210  
 Свидовецкая свита 118, 119, 121  
 Свита ритмичных песчаников и алевролитов выгодского типа 149, 150, 154, 158, 159, 161  
 Северная синклиальная структура (Раховский массив) 410  
 Северная антиклиальная структура (Раховский массив) 412  
 Северная зона синклиальных и антиклиальных структур (Раховский массив) 410  
 Северо-западная зона (Раховский массив) 408, 411  
 Северо-Покутский район 449, 455  
 Седна разрыв 393  
 Секейское рудогорье 337  
 Серето-Прутская возвышенность 455  
 Силезская зона 44—46  
 Силезская фация 131  
 Силезский трог 132  
 Синайские слои 129  
 Синеводская свита 155  
 Синеводская котловина 280, 288, 294, 304  
 Скальский горизонт 57  
 Скибовая зона 12, 19, 26, 27, 30, 31, 43—45, 51, 69, 91, 121, 124, 133, 135, 137, 139, 145, 160, 177, 183, 361, 362, 365, 370, 378, 380, 389, 390, 394, 396—399, 401—403, 406, 432, 433, 445, 453, 455, 457, 458, 470, 475  
 Скибовые Горганы 31, 458, 459  
 Скибовые Карпаты 386, 387, 431, 432, 446, 447, 452, 453, 456—458  
 Складчатая область Восточных Карпат 25, 353, 367  
 Складчатое Предкарпатье 368, 369  
 Сколевская котловина 31  
 Скольская скиба (чешуя) 12, 43, 44, 136, 144—148, 153, 157, 362, 363, 369, 370, 390, 395, 396, 457  
 Скольские Бескиды 457, 458  
 Скуповская свита 118  
 Славска складка 397  
 Сливков складка 383  
 Слободская антиклиналь 212, 213  
 Слободская фация 211  
 Свита слободских конгломератов (слободская свита, слободские конгломераты) 57, 67, 173, 201, 202, 208—211, 215, 216, 218, 219, 220, 233, 387, 472  
 Слободы Рунгурской складка 387  
 Словацкий массив 467  
 Смольницы чешуя 393  
 Смерже останец (массив, поднятие) 369, 400  
 Соймульская свита 27, 109, 110, 111, 410—412  
 Солотвинская антиклиналь, складка 243, 419  
 Солотвинская впадина, зона 15, 16, 28, 34, 47, 48—51, 234, 237—239, 241, 244—248, 253, 257, 262, 350, 352, 362, 365, 369, 371, 406, 408, 414, 415, 417—420, 422, 444, 445, 453, 461, 473  
 Солотвинская котловина 33, 35, 37, 282, 283, 285, 286, 288, 294, 296, 297, 300, 303, 444, 452, 462, 464  
 Солотвинская свита 235, 236, 240—243, 419, 473  
 Солотвинские туфы 241, 243  
 Софии складка 390  
 Соседовиц складка 388  
 Спасская свита 94, 96, 121—123, 130  
 Средиземноморская альпийская складчатая область 41, 471  
 Средневоротыщенская (загорская) свита 202, 207, 211, 216, 218, 220  
 Средневоротыщенское время, век 201, 208, 216, 219  
 Среднегутинская подсвита 262, 263  
 Среднедоробратовская подсвита 208  
 Среднекросненская свита (среднее Кросно) 140, 141, 177—179, 181, 182  
 Среднеменилитовая (лопянецкая) свита 137—140, 164, 169, 170  
 Среднедунайская низменность 257  
 Среднепольское оледенение 269  
 Станивецкий горизонт 230  
 Станиславская гряда 202, 210, 211, 218, 219, 223  
 Станиславская котловина 33, 36, 302, 449, 454, 455  
 Станиславская подзона 376, 377  
 Станьлы складка 388  
 Старой Копальни, чешуя 42  
 Старого Промысла, чешуя 383  
 Старожинецкий горизонт 230  
 Стебника складка 388

Стебникская свита 203—205, 208, 209,  
213, 214, 220—227, 229, 230, 380, 388,  
395

Стебникский бассейн 223

Стебникское время 216, 223

Стопыща складка 388

Страгоры складка 393

Стрельбиц разрыв 393

Стрельбицкая чешуя, складка 393, 394

Стрембенская свита, подсвита 247, 253,  
254, 419

Стрембенский конгломерат 254

Строневиц складка 388

Структурное низкогорье Слободы Рун-  
гурской 455

Стрый-Латорицкое седло 406, 481

Стрыйская свита 121, 123—126, 129,  
142, 143, 147, 152, 154, 179, 277, 389,  
390, 394—396, 455, 456, 458

Стрыйская фация 402

Стрыйский разрыв 378

Стрыйско-Санская верховина 31, 459

Субпенинская фация 79

Субсилезская (Вейгловецкая) зона 44

Субатранская серия 47

Субатрское оледенение 309

Судово-Вишнянский разлом 377

Сходницы, складка 394

## Т

Талаборская свита 236, 238—240

Тарнавки, антиклиналь 400

Тарханский горизонт 204

Татарова скиба 396

Татранская область 468—472, 474

Татранская складчатая система 469

Татриды 41, 369, 371, 420, 470, 471

Татрское оледенение 309

Теагле скважина 381

Тереблинская свита 48, 235, 236, 238—  
242, 419, 473

Тереблинская антиклиналь, складка  
243, 419

Тересвенская серия 244

Терешульские конгломераты 237, 238

Терновская подсвита 246

Тетишский сброс 420

Тершовская подсвита 123

Тешинские слои 94

Тирасская свита 54, 201, 204, 205, 225,  
227, 229, 230, 233—235, 240, 242, 376,  
378, 473

Тиссальская свита 46, 99, 106

Тиссальская фациальная зона, подзона  
84, 85, 87, 99, 105—108, 131

Тиссальский прогиб 87, 132

Тиссальская фация 91

Тихоокеанская складчатость 468, 471

Глумачская флексура 425

Токайско-Прешовские вулканические  
горы, гряда 49, 337, 470, 474

Топольницы складка 396

Тростяница складка 375

Трускавецкая фация 211

Трускавецкая подзона 362, 368, 378,  
380, 381, 383, 384, 387, 388, 393

Трускавецкие конгломераты 56, 211

Турь Великой, складка 388

Туфы Деж (Трансильвания) 235

Тухлевская котловина 31

Тухольки, складка 399

Тячевская свита 239, 243—245, 419

## У

Угерская серия 204, 225, 226, 376

Угерская (Косовско-Угерская) подзона  
376, 377

Угринова Старого складка 388

Ужгородская антиклиналь 417

Ужгородский блок 48

Ужгородский разлом 418

Ужок-Дуклянская зона 45, 194

Ужок-Дуклянские складки 368, 372

Украинский щит 64—67, 432, 433, 465,  
466

Утесовая зона 17, 19, 27, 45, 46, 49, 51,  
69, 70, 75, 77, 80, 93, 94, 188—190,  
193, 237, 327, 329, 359, 362, 364, 369,  
371, 372, 389, 408, 413—415, 432, 438,  
459, 462, 468—470, 479

Утесовые гряды 460

## Ф

Фенешская синклиналь 419

Филлитовая серия, свита 60, 62

Фиткова складка 388

Флиш 34, 41—48, 52, 53, 57, 67, 70, 72,  
94—97, 112—115, 117—121, 124—126,  
129, 130, 132—136, 139, 144, 150, 151,  
153, 156, 158—160, 165, 167, 184, 186—  
188, 190—194, 196, 202, 205, 208, 210,  
211, 218, 219, 223, 226, 233, 234,  
236—238, 254, 277, 288, 290, 294, 297,  
334—336, 346, 354, 355, 367, 369, 370,  
371, 377, 381, 387—389, 400, 402, 403,  
405, 407, 411—413, 415, 430, 445, 446,  
448, 449, 455, 456, 458, 467, 469, 470,  
471, 473, 474, 477, 478

Флишевая геосинклиналь, прогиб, трог,  
бассейн 42, 58, 67, 99, 117, 132, 199,  
373, 420, 444, 467—470

Флишевая область (зона), флишевые  
Карпаты 40—43, 46, 49, 132, 361, 368,  
370, 371, 389, 414, 430, 431, 469, 470,  
472, 474

Флишевая формация, фация, комплекс,  
серия 141, 159, 177, 184, 200, 217, 220,  
468, 470, 471

Флишеидные фации 413

Форгуны складка 390

Фридецкие слои 209

Фукоидный мергель 103, 104, 106

## Х

Хангу слои 130

Ходновичско-Рудковская часть Внеш-  
ней зоны 378

Ходновский горизонт 230

Хустецкая свита 28, 235, 236, 239, 241,  
243

Хустские Ворота 33, 461, 462

Хустский Замок, вулканический оста-  
нец 463

## Ц

Центральная Карпатская депрессия 10,  
12, 19, 44, 176, 361, 398, 452

Центральная синклинальная зона 19,  
363, 365, 367, 397, 398, 401, 458

Центральнокарпатских структур, зона  
365

Центральные массивы Западных Карпат 371, 414, 420  
 Центральных Карпат зона 362, 368, 369, 398, 475  
 Церитовые слои 225  
 Цирок-Боржавская продольная долина 452  
 Циснянская фация 402

## Ч

Червяковые песчаники 145—148  
 Черемошская свита 118  
 Черногорская зона 19, 27, 32, 44—46, 51, 69, 70, 327, 330, 335, 362, 389, 397, 408, 458  
 Черногорская плашевина 12  
 Черногорская свита 117, 118, 120, 130  
 Черногорские морены 450  
 Черногорские песчаники 283  
 Черногорский надвиг 160  
 Черногорско-Дуклянская зона 47  
 Черногорско-Полонинские Карпаты 453  
 Черногорье 94, 95, 452  
 Черного Потока складка 387  
 Черный Мочар котловина 36, 305  
 Чертежей складка 395  
 Черхавы разрыв 380, 387, 388  
 Чечвинский горизонт дацитовых туфов 165, 170  
 Чивчинский антиклинорий 412  
 Чивчинский массив 25, 52, 69, 320, 324, 412, 477  
 Чивчинско-Соймульская фациальная подзона 108, 109, 129  
 Чивчины, Чивчинские горы (хребет) 13, 25, 32, 58—63, 69—72, 75, 77, 80, 90, 95, 109, 115, 129, 268, 320, 321, 323—325, 327—329, 356—359, 369, 408, 412, 451, 459—461, 476  
 Чолган складка 388  
 Чопская впадина, зона 28, 47—51, 234, 236, 238, 246, 247, 251, 257—259, 261, 262, 265, 266, 305, 352, 362, 365, 371, 372, 414—418, 420, 422, 427, 428, 447, 453, 461, 463, 479  
 Чопская свита 266, 267, 417, 418, 474  
 Чопская равнина 371  
 Чоп-Береговская структурно-фациальная вулканическая зона 416  
 Чоп-Береговский горст 416, 417  
 Чоп-Береговский глубинный разлом, структурный шов 414, 417, 418  
 Чоп-Мукачевская впадина 479  
 Чоп-Мукачевская равнина 464  
 Чоп-Мукачевская низменность 33, 34, 36—38, 271, 273, 275, 277, 278, 280, 283, 285—287, 289, 293—296, 297, 300, 304, 307, 308, 315, 363, 367, 448  
 Чорштинская фация 131

## Ш

Шандровская свита 236, 243—245, 419  
 Шаянская синклиналь 419  
 Шешорский горизонт 137, 157—164, 172, 190  
 Шипотская свита 45, 95, 117—119, 121, 130, 331  
 Шипотская (Черногорская) фациальная зона 98, 117, 119, 120, 130, 132  
 Шипотская фация 132  
 Шипотские сланцы 27  
 Шипотский трог 132  
 Штрамбергские известняки 149, 153, 209  
 Шумины чешуя 393

## Щ

Щирецкая котловина 315

## Э

Эльбурганский горизонт 143  
 Эмиля складка 390, 391  
 Эмшерские известняки 209

## Ю

Южная антиклиналь Раховского массива 413  
 Южная (или Кузинская) синклиналь 408  
 Южно-Покутская возвышенность 37, 455

## Я

Яблонская подсвита 123  
 Яворника чешуя 395  
 Яворовский разлом 377  
 Яворовско-Калушский разлом 429  
 Яловецкая свита 117—121, 130  
 Ямненская свита 94, 96, 124, 134, 142, 143, 145, 187, 190, 458  
 Ямненские песчаники 26, 134, 135, 142, 143, 390, 393, 394, 455, 456  
 Янковская подсвита 123  
 Яремчанская котловина 31  
 Яремчанский (подъямненский) пестроцветный горизонт 134, 142, 143  
 Ярославское оледенение 274, 310—312, 319  
 Ясельские известняки (горизонт) 141, 181—183  
 Ясеницы складка 397  
 Ясеницы Сольный разрыв 387, 393  
 Ясеницы Сольной складка 393  
 Ясеня складка 383, 384  
 Ясинская полоса 79, 80  
 Ясинская котловина 31, 37, 280, 282, 287, 288, 299, 304, 452, 459  
 Ясня-Черемошская продольная долина 448, 450, 452, 458, 459

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Н. П. Семеновко</i> . . . . .	7
Часть первая Геологическое описание	
<i>Глава I. История геологического изучения. О. С. Вялов, Н. Р. Ладыженский, Н. С. Расточинская</i> . . . . .	9
<i>Глава II. Физико-географическое описание. П. Н. Цысь</i> . . . . .	30
<i>Глава III. Основные черты геологического строения. О. С. Вялов</i> . . . . .	40
<i>Глава IV. Стратиграфия.</i> . . . . .	52
Введение. <i>О. С. Вялов</i> . . . . .	52
† Рифейская и палеозойская группы . . . . .	53
† Рифейские и палеозойские образования Предкарпатского прогиба. <i>О. С. Вялов</i> . . . . .	53
± Древние отложения Раховского массива и Чивчин. <i>Л. Г. Ткачук</i> . . . . .	58
± Древние отложения других частей Закарпатья. <i>О. С. Вялов, Л. Г. Ткачук</i> . . . . .	63
± Абсолютный возраст домезозойских геологических формаций и метаформизма фундамента Карпат. <i>Н. П. Семеновко, Л. Г. Ткачук</i> . . . . .	64
Мезозойская группа. <i>В. И. Славин</i> . . . . .	69
Триасовая система . . . . .	70
Юрская система . . . . .	77
Меловая система . . . . .	93
Кайнозойская группа . . . . .	132
Палеогеновая система . . . . .	132
Палеогеновые отложения северного склона Карпат. <i>О. С. Вялов</i> . . . . .	133
Палеогеновые отложения Закарпатья. <i>Н. С. Расточинская</i> . . . . .	184
Неогеновая система . . . . .	199
Неогеновые отложения Предкарпатского краевого прогиба. <i>О. С. Вялов</i> . . . . .	199
Неогеновые отложения Закарпатского внутреннего прогиба. <i>О. С. Вялов, В. С. Соболев, В. П. Костюк, С. М. Спитковская</i> . . . . .	234
Четвертичная система. <i>Г. И. Раскатов</i> . . . . .	267
<i>Глава V. Магматизм и явления метаморфизма. Л. Г. Ткачук, В. С. Соболев, В. П. Костюк, Н. С. Расточинская</i> . . . . .	320
Магматизм . . . . .	320
Домезозойский магматизм . . . . .	320
Мезозойский магматизм . . . . .	327
Палеогеновый магматизм . . . . .	334
Неогеновый магматизм . . . . .	336
Интрузивные образования . . . . .	352
Метаморфизм . . . . .	356
<i>Глава VI. Тектоника. Н. Р. Ладыженский, О. С. Вялов, Н. С. Расточинская</i> . . . . .	360
Введение . . . . .	360
Распределение физических полей в Украинских Карпатах и их связь с тектоникой. <i>С. И. Субботин и Г. Л. Наумчик</i> . . . . .	422
Сейсмичность. <i>С. В. Евсеев</i> . . . . .	433

Глава VII. Геоморфология. П. Н. Цысь	441
Общие черты геоморфологического развития и неотектоники Карпат	441
Геоморфологическое деление Украинских Карпат	451
Глава VIII. История геологического развития	465
Развитие домезозойского складчатого фундамента Карпат. Н. Н. Семениченко, Л. Г. Ткачук	465
Развитие мезо-кайнозойского складчатого комплекса Карпат. О. С. Вялов	468
Задачи дальнейшего изучения геологии Украинских Карпат. М. М. Жуков	475
Литература	483
Указатель географических названий	521
Предметный указатель	529
Приложение: Геологическая карта	

Коллектив авторов

ГЕОЛОГИЯ СССР  
КАРПАТЫ  
Часть I

Редактор издательства Т. А. Горохова

Технический редактор В. И. Алексеева

Корректор А. В. Сергеева

Сдано в производство 10/VI 1965 г.  
Формат 70×108<sup>1/16</sup> Бум. № 1  
Усл. л. 55,65  
Т-07924

Тираж 1500 экз.

Печ. л. 38,75 (с 8 вкл.)+1 л. цветная карта.  
Подписано к печати 14/V 1966 г.  
Уч.-изд. л. 51,52 с 9 вкл.  
Цена 3 р. 87 коп.

Зак. № 679/9023—2  
Индекс 3—4—1

Издательство «Недра», Москва К-12, Третьяковский проезд, 1/19  
Типография фабрики № 9 ГУГК

