

С. Е. СМЕРНОВ

**ПАЛЕОГЕН
МАРМАРОШСКОЙ
И ПЕНИНСКОЙ ЗОН
УКРАИНСКИХ
КАРПАТ**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ УССР
УКРАИНСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ

С. Е. СМОРНОВ

551.78

ПАЛЕОГЕН
МАРМАРОШСКОЙ
И ПЕНИНСКОЙ ЗОН
УКРАИНСКИХ
КАРПАТ

1319

Редактор канд. геол.-минер. наук
С. С. Круглов



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕ ДРА»
Москва 1973



Смирнов С. Е. Палеоген Мармарошской и Пеннинской зон Украинских Карпат. М., «Недра». 1973. 120 с. (Укр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-т).

Работа содержит новые данные по палеогену Мармарошской и Пеннинской утесовых зон и северо-западного окончания Мармарошского кристаллического массива, полученные в результате десятилетних исследований автора и обобщения опубликованных материалов. В ней изложены во многом принципиально новые представления о стратиграфии палеогеновых отложений региона, дана основанная на этих представлениях характеристика их структуры, приведены результаты сопоставления палеогеновых образований Пеннинской и Мармарошской зон с отложениями, развитыми в их пределах на территории Словакии, Польши и Румынии, сделана попытка воссоздания истории геологического развития области в палеогеновое время.

Таблиц 3, иллюстраций 30, список литературы — 97 назв.

Редакционный совет:

Канд. геол.-минер. наук *В. А. Витенко* (председатель), канд. геол.-минер. наук *С. С. Восанчук* (отв. секретарь), инж. *В. И. Герц*, канд. геол.-минер. наук *Т. С. Изотова*, канд. геол.-минер. наук *С. С. Круглов* (зам. председателя), канд. геол.-минер. наук *И. Н. Лихоманова*, канд. геол.-минер. наук *Я. А. Пилип*, канд. техн. наук *М. И. Червонский*, канд. хим. наук *Е. Ф. Шевченко*.

С 0293—410
043(01)—73

Украинский научно-исследовательский
геологоразведочный институт
© (УкрНИГРИ), 1973

УКРАИНСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ

Сергей Евгеньевич Смирнов

Палеоген Мармарошской и Пеннинской зон Украинских Карпат

Редактор издательства *И. Л. Летова* Технический редактор *О. Ю. Трепенюк*
Корректор *Р. Я. Ускова*.

Сдано в набор 30/XI 1972 г. Подписано в печать 15/V 1973 г. Т — 07525.
Формат 60×90 1/16. Бумага № 2. Печ. л. 7,50. Уч. изд. л. 7,90
Тираж 500 экз. Заказ № 2936/11452—7. Цена 79 коп.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Саратов. Объединение «Полиграфист».

ВВЕДЕНИЕ

От степени познания геологического строения Мармарошской и Пеннинской утесовых зон, являющихся результатом развития Перипеннинского (Закарпатского) глубинного разлома и представляющих собой промежуточный элемент между Внешними (Флишевыми) и Внутренними Карпатами, во многом зависит успешное решение целого ряда проблем геологии всей Карпатской складчатой области. Это положение принимается сейчас большинством исследователей. А между тем до недавнего времени Мармарошская и Пеннинская утесовые зоны оставались, пожалуй, наименее изученными частями Украинских Карпат. В появившихся за последние годы сводных работах, в которых обобщались материалы по всей складчатой области, приводилась обычно схематическая характеристика утесовых зон. В тех немногих публикациях, которые были посвящены специально утесовым зонам, исследованиями более детального плана были охвачены лишь сами утесы — юрские и другие карбонатные образования и их меловая «оболочка». Сведения же, касающиеся палеогеновых отложений, носили обычно отрывочный характер и не давали целостного представления о значительном по объему комплексе пород, который играет существенную роль в сложении Пеннинской и особенно Мармарошской утесовых зон и от выяснения деталей строения которого в немалой степени зависит правильное понимание геологии этого региона.

Результаты исследования комплекса палеогеновых отложений Мармарошской и Пеннинской утесовых зон и северо-западного окончания Мармарошского кристаллического массива и приводятся в предлагаемой работе, автор которой, начиная с 1960 г., занимался изучением этого региона.

Уже при первом общем знакомстве с палеогеновыми отложениями Мармарошской и Пеннинской утесовых зон и северо-западного окончания Мармарошского массива перед нами возник целый ряд вопросов, которые в процессе дальнейших исследований приобретали все более конкретное содержание и на решении которых было сосредоточено затем наше внимание. Основные из этих вопросов сводятся к следующему.

1. Вещественный состав, стратификация, возраст нефлишевого комплекса пород, развитого вдоль внешней периферии зоны Мармарошских утесов; взаимоотношения этого комплекса с меловыми

образованиями соймкульской и пуховской свит и с тонкоритмичным пестроцветным палеогеновым флишем.

2. Стратиграфическое положение толщи тонкоритмичного пестроцветного флиша (шопурской свиты).

3. Структурная принадлежность драговской свиты.

4. Структура палеогенового комплекса зоны Мармарошских утесов.

5. Взаимоотношение палеогеновых образований зоны Мармарошских утесов и северо-западного окончания Мармарошского кристаллического массива с магурским флишем и палеогеном бассейна Марамуреш.

6. Характер взаимоотношений зоны Мармарошских утесов с Пенинской зоной.

7. Палеогеновый комплекс зоны Пенинских утесов; его литолого-фациальная характеристика, возраст, взаимоотношения с меловыми отложениями, структурные особенности.

8. Корреляция палеогеновых образований зоны Пенинских утесов с палеогеном утесового пояса Словакии и Польши.

Не все поставленные вопросы удалось решить с одинаковой полнотой и достоверностью. В одних случаях были выработаны принципиально новые представления по тем или иным проблемам, в других — получена возможность существенным образом изменить принятые построения, в третьих — лишь уточнялись и дополнялись варианты, предложенные предшествующими исследователями.

При характеристике вещественного состава отдельных свит были использованы результаты литологических исследований С. С. Круглова. В своих стратиграфических построениях автор использовал результаты изучения комплексов мелких фораминифер, проведенного научными сотрудниками лаборатории микробиостратиграфии УкрНИГРИ Н. В. Дабагян и А. Д. Грузман *, а также определения фауны нуммулитов, выполненными Я. В. Совчиком. Значительную роль в решении ряда вопросов сыграли обмен мнениями и совместные маршруты со многими карпатскими геологами: М. А. Безром, З. Ф. Жигуновой, С. И. Кантолинским, Я. Б. Лискевичем, П. Ю. Лозыняком, Л. П. Некрасовой и др. Особенно полезными для автора были проводившиеся во время совместных экскурсий в Украинских Карпатах беседы и дискуссии с С. Л. Бызовой, акад. О. С. Вяловым, докт. геол.-минер. наук Я. О. Кульчицким, сотрудником Центрального геологического института им. Д. Штура в Братиславе доктором Б. Лешко, профессором Н. И. Маслаковой, профессором В. И. Слявиным.

Приношу свою искреннюю благодарность всем упомянутым исследователям. Многие изложенные ниже положения разработаны совместно с С. С. Кругловым, постоянным моим руководителем.

* Поскольку абсолютное большинство определений микрофауны принадлежит Н. В. Дабагян, в дальнейшем при изложении материала отмечается лишь авторство других палеонтологов.

СХЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Карпатская складчатая область делится на три крупные части, резко различающиеся литолого-фациальными и формационными особенностями слагающих их комплексов пород, тектоническим стилем и историей развития (рис. 1). К Внешним Карпатам относится обширный регион, сложенный мощным комплексом мелового и палеогенового флиша. Внутренняя область включает центральные массивы, зону центральнокарпатского (подгальского) палеогена и неогеновые внутренние депрессии и вулканиты в Западных Карпатах, а также соответствующие им структурные элементы на территории Советского Закарпатья. Расположенные между этими двумя крупными единицами узкая транскарпатская зона Пенинских утесов (Пенинский утесовый пояс) и примыкающая к ней на территории Украины зона Мармарошских утесов занимают в структуре Карпат промежуточное положение. Оно обусловлено генетической связью этих зон с Перипенинским (Buday a kol., 1960) или Закарпатским (Лазько, Резвой, 1962) глубинным разломом — структурной линией первого порядка, разделяющей Внешние и Внутренние Карпаты.

Зона Мармарошских утесов целиком расположена в пределах Украинских Карпат. По ее северной периферии прерывистой полосой проследивается толща меловых образований (конгломераты, песчаники, алевролиты) соймульской свиты. К этим отложениям и приурочены утесы юрских и триасовых известняков, кристаллических сланцев, диабазов и других экзотических пород, представляющие собой седиментационные отторженцы — олистолиты (Круглов, 1965). Образования соймульской свиты вверх по разрезу (а пространственно южнее) сменяются в целом моноклинальным комплексом верхнемеловых (пуховские мергели и ярмутский флиш) и палеогеновых (метовская и лужская свиты) пород, слагая вместе с ними Внешнюю (Вежанскую) структурно-фациальную подзону зоны Мармарошских утесов (рис. 2). Внутренняя (Монастырецкая) подзона сложена моноклиальной толщей шопурского флиша и драговских песчаников. Зона Мармарошских утесов надвинута к северу на меловые отложения Внешних Карпат.

Мармарошский кристаллический массив, который целесообраз-

но объединять с Мармарошской утесовой зоной под названием Мармарошского пояса (Andrusov, 1936), представляет собой резко приподнятую область выходов на поверхность метаморфизованных палеозойских пород. Эта область с зоной Мармарошских утесов со-

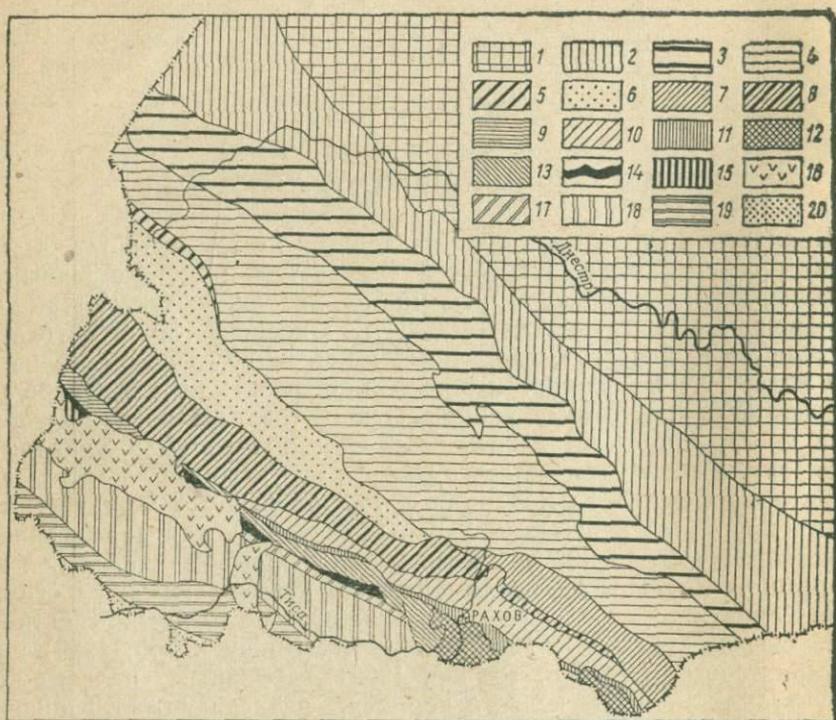


Рис. 1. Схема тектонического районирования Украинских Карпат (по В. С. Бурову и соавт., 1971).

1 — юго-западная окраина Восточно-Европейской платформы; 2 — Внешняя зона Предкарпатского передового прогиба; Внешние (Флишевые) Карпаты; 3 — Внутренняя зона Предкарпатского прогиба, 4 — Скибовая зона, 5 — Субсилезская зона, 6 — Силезская зона, 7 — Черногорская зона, 8 — Дуклянская зона, 9 — Магурская зона, 10 — Поркулецкая зона, 11 — Раховская зона; область Закарпатского глубинного разлома; 12 — Мармарошский кристаллический массив, 13 — зона Мармарошских утесов, 14 — зона Пенинских утесов; Внутренние Карпаты; 15 — зона Подгаля, 16 — Выгорлат-Гутинская эффузивная гряда, 17 — моноклиальная или краевая зона, 18 — центральная зона соляно-диабрировых и брахантиклинальных складок (16—18 — Закарпатский внутренний прогиб); 19 — область Трицанноиского глубинного разлома; 20 — Паннонская межгорная впадина.

членяется в бассейнах Шопурки и Косовской по региональному поперечному конседиментационному разлому. Мармарошский массив надвинут на флиш Внешних Карпат. Амплитуда надвига достигает 13 км (Вялов, 1965₂).

Зона Пенинских утесов протягивается от района Братиславы в Западной Словакии до Румынии. Морфологически эта зона, как и

северная утесовая полоса, выражается появлением на поверхности в поле развития меловых отложений крупных утесов юрских известняков и других экзотических пород. Генетическое единство двух утесовых зон заключается в их тесной связи с Закарпатским глубин-

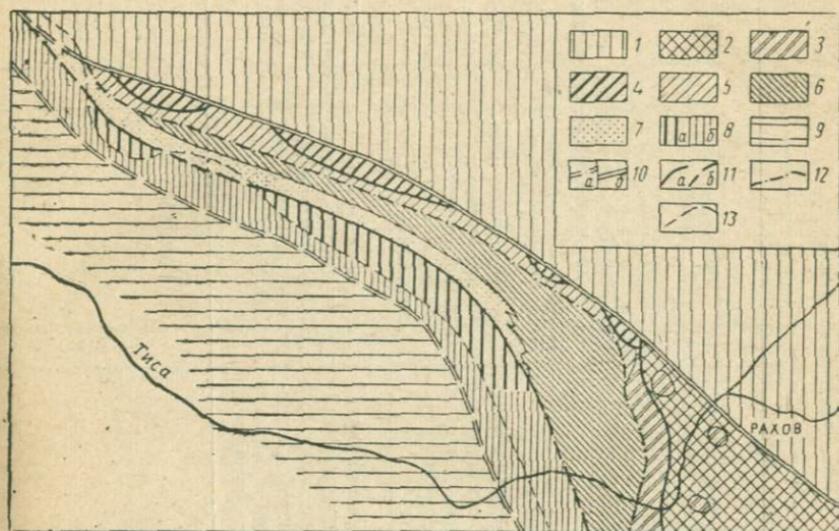


Рис. 2. Схема структурного районирования области Закарпатского глубинного разлома в пределах Украины (составили С. С. Круглов и С. Е. Смирнов).

1 — Внешние (Флишевые) Карпаты; область Закарпатского глубинного разлома; 2—3 — Мармарошский кристаллический массив (2 — допалеогеновые образования, 3 — великобанская и лужская свиты); 4—7 — зона Мармарошских утесов (4 — меловые отложения, 5 — метовская и лужская свиты, 6 — шопурская свита, 7 — драговская свита); 8 — зона Пенинских утесов (а — на дневной поверхности, б — под покровом эффузивов); 9 — Закарпатский прогиб; 10 — границы области Закарпатского глубинного разлома (а — внутренняя, б — внешняя); 11 — внешняя граница зоны Пенинских утесов (а — на дневной поверхности, б — под покровом эффузивов); 12 — граница между Внутренней (Монастырецкой) и Внешней (Вежанской) подзонами зоны Мармарошских утесов; 13 — северо-восточная граница области современного распространения эффузивных и осадочных образований неогена.

ным разломом. Механизм же образования утесов был различный. Утесы южной (Пенинской) полосы являются тектоническими отторженцами, блоками карбонатных пород, сорванных со своего основания, вмятых в пластичную сложно дислоцированную массу верхнемеловых мергелей. Зона Пенинских утесов отличается исключительно сложным строением. В некоторых местах здесь можно наблюдать двух-, трехъярусные покровные структуры (междуречье Малой Угольки — Терешовы). В таких структурах автохтонным комплексом являются отложения утесового палеогена — вульховчикская свита, перекрытые по надвигу меловыми образованиями с нормально залегающей на них вульховчикской свитой. Аллохтон-

Группа	Система	Отдел	Подотдел или ярус	Свита	Зона Пеннинских утесов		Зона Мармарошских утесов				Мармарошский массив (северо-западное окон- чание)		
					Литологический состав		Внутренняя подзона		Внешняя подзона		Свита	Литологический состав	
							Свита	Литологический состав	Свита	Литологический состав			
Докембрий (?) — Палеозой	Триас			Верхний		Светлые гравелиты и грубозерни- стые песчаники («дресвяники»)							Известняки с па- кетами кристалли- ческих сланцев
													Средний
	Нижний	Известняки, до- ломиты, филлиты											
	Мегурская	Кварциты, слан- цы, метаморфизо- ванные вулканоген- но-осадочные поро- ды											
		Доло- вешая	Сланцы, мрамо- ры										
Бутин- ская	Сланцы, плагио- гнейсы												
Бело- токская	Плагиогнейсы, сланцы, амфиболы												

ный комплекс представлен пуховскими и тиссальскими мергелями с утесами юрских известняков. Зона Пенинских утесов на всем протяжении Украинских Карпат сочленяется с примыкающими к ней с северо-востока Магурской, Дуклянской¹(?) и Мармарошской утесовой зонами по региональному тектоническому нарушению, имеющему, вероятно, характер очень крутого-надвига.

В северо-западной части Закарпатья к зоне Пенинских утесов с юга примыкает полоса развития верхнеэоценовых отложений вульшавской свиты (Круглов, Смирнов, Совчик, 1967₂), соответствующая широко развитому в Чехословацких и Польских Карпатах центральнокарпатскому или подгальскому палеогену. Распространение этих образований к востоку от бассейна Ужа и характер сочленения их на нашей территории с зоной Пенинских утесов изучены еще слабо.

На юго-западе мел-палеогеновый комплекс зоны Пенинских утесов перекрыт эффузивными и осадочными отложениями неогена Закарпатского прогиба, маскирующими область непосредственного сочленения утесовых образований с мел-палеогеновым фундаментом прогиба. О тектоническом характере этого сочленения свидетельствуют геофизические данные (Субботин, 1955).

Схема² стратиграфии отложений, выходящих на дневную поверхность в пределах Закарпатского глубинного разлома, приведена в табл. 1. Иллюстрацией кратких исторических обзоров, помещенных в некоторых разделах главы II, служит табл. 2.

¹ В настоящее время более обоснованным следует считать представление С. Л. Бызовой и М. А. Беэра о том, что в междуречье Латорицы и Боржавы зона Пенинских утесов не сочленяется с Дуклянской зоной. Здесь она контактирует с Поркулецкой (по С. Л. Бызовой и М. А. Беэру Буркутской) зоной.

² Составлена с использованием материалов А. К. Бойко, С. С. Круглова, В. И. Лашманова, М. И. Петрашевича.

Палеоцен	Эоцен			Олигоцен		
	Нижний	Средний	Верхний			
	Карпатская свита (конгломераты и мергели)				Внутренняя антиклинальная зона	Г. И. Немков, 1955
Перерыв	Драговская свита		Тонкоритми- чный серо-зе- леный и пестроцветный флиш		Пенинская подзона	Я. О. Кульчицкий и со- авт., 1958
	Конгломераты, песча- ники, известняки				Мармарошская подзона	
Заячуская свита		Кобылецкая свита	Шопурская свита	Лужская свита	Северо-западное окон- чание Мармарошского массива	А. Л. Кривин, 1960, 1961; А. Л. Кривин, В. П. Маслов, 1962
	Драговская свита				Драгово-Новосе- лицкая подзона	Л. А. Глушенко и со- авт., 1965
Забродская свита	Луговская свита	Шопурская свита	Свита Борши		Мармарошская подзона	
	Драговская свита				Зона Пенинских утесов	Н. В. Дабагян, С. С. Круглов, С. Е. Смирнов, 1965
	Метовская свита	Шопурская свита			Зона Мармарошских утесов	
	Великобанская свита			Лужская свита	Северо-западное окон- чание Мармарошского массива	
	Вульховчикская свита				Зона Пенинских утесов	С. С. Круглов, С. Е. Смирнов, 1967
Метовская свита	Шопурская свита	Драговская свита			Зона Мармарошских утесов	
	Великобанская свита			Лужская свита	Северо-западное окон- чание Мармарошского массива	
	Драговская свита				Пенинская зона	А. Д. Грузман и соавт., 1966
Пестро- цветный флиш и красные мергели	Тонкорит- мичный зе- леный флиш	Флиш, черные аргиллиты, красные мерге- ли, конгломера- ты	Пестро- цветный тонкорит- мичный флиш	Песчаники и черные аргиллиты	Мармарошская зона	
	Сушманец- кая свита	Драговская свита			Пенинская зона	Я. О. Кульчицкий, 1967
	Пестроцветный песчано-глинистый флиш				Драговская подзона	
	Вульховчикская свита				Тарасовская подзона Мармарошской зоны	С. С. Круглов, С. Е. Смирнов, 1967; С. Е. Смирнов, 1969, 1970
	Шопурская свита	Драговская свита			Зона Пенинских уте- сов	
	Метовская свита				Внутренняя подзона	
	Великобанская свита				Внешняя подзо- на	Северо-западное окончание Мармарошского массива
	Вульховчикская свита				Зона Пенинских утесов	
	Шопурская свита	Драговская свита			Внутренняя под- зона	По автору
	Метовская свита				Внешняя подзо- на	
	Великобанская свита			Лужская свита	Северо-западное окончание Мармарошского массива	

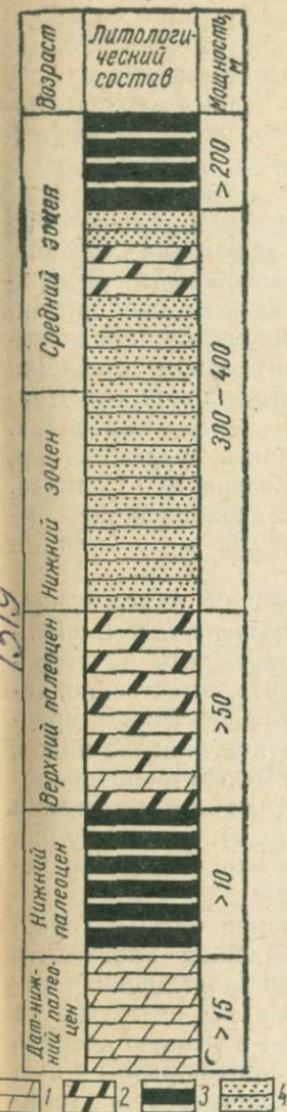
СТРАТИГРАФИЯ

ЗОНА МАРМАРОШСКИХ УТЕСОВ (ВЕЖАНСКАЯ ПОДЗОНА)
И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ОКОНЧАНИЕ МАРМАРОШСКОГО
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Долгое время оставались невыясненными взаимоотношения мела и палеогена в зоне Мармарошских утесов. Существовало мнение об отсутствии здесь только датских отложений (Муратов, Маслакова, 1951; Маслакова, Муратов, 1951). Затем время перерыва было расширено по раннеэоценовый век включительно (Кульчицкий, Каданер, 1958 и др.).

Результатом дальнейших исследований явилась новая схема стратиграфии палеогенового комплекса Мармарошских утесов. Авторы этой схемы (Дабагян, Круглов, Смирнов, 1965^{1, 2}, 1966; Круглов, Смирнов, 1967³) предполагали наличие непрерывного перехода между отложениями верхнего мела и нижнего палеогена. Осадочные образования, содержащие микрофауну дат-среднеэоценового возраста, мы объединили под названием метовской свиты. Представления о непрерывности мел-палеогенового седиментационного цикла базировались исключительно на находках дат-нижнепалеоценовой микрофауны в серо-зеленых мергелях, которые пришлось поместить в основание метовской свиты (рис. 3). Стратиграфическое положение других литологических комплексов и их взаимоотношения в разрезе свиты также были определены на основании обнаруженных в них разновозрастных мелких фораминифер*. До самого последнего времени нам не удавалось уточнить, подтвердить или изменить эту схему по материалам изучения разрезов: при полевых исследованиях мы постоянно наблюдали лишь разрозненные выходы отложений метовской свиты, по которым можно было изучать не связанные друг с другом в нормальной последовательности слагающие свиту литологические комплексы. При таком положении вещей наиболее обоснованным фактическим (в данном случае только палеонтологическим) материалом оставался вариант стратиграфического разреза метовской свиты, приведенный на рис. 3. Одним из наиболее противоречивых и труднообъяснимых при та-

* Нижнеэоценовый возраст терригенной флишоидной пачки определен по фауне нуммулитов (Круглов, Смирнов, Совчик, 1967¹).



Палеонтологическая характеристика

Truncorotalia aragonensis

Cyclamina amplexans, Acarinina crassaformis, Clavulinoides shaboi, Textularia agglutinans, Ammodiscus latus, Glomospira charoides, Globigerina frontosa, G. eocaenica, G. pseudoeocaena

Nummulites planulatus, N. nitidus, N. globulus, N. rotularius, N. ex gr. anomalus

Stensiöina caucasica, Globigerina triloculinoides, G. quadriloculinoides, G. nana, Rhabdammina cylindrica, Glomospira charoides, Ammodiscus subglabratus, Haplophragmoides mjalliukae, Karreraella horrida, Textularia agglutinans, Trochammina advena

Globigerina triloculinoides, G. quadriloculinoides, G. nana, Globorotalia praenartanensis, G. marginodentata, Ammodiscus glabratus, Stensiöina caucasica, Hormosina ovulum, Clavulina subparisiensis, Eponides praemegastomus

Stensiöina caucasica, Globigerina varianta, G. trivialis, G. nana

Рис. 3. Сводный стратиграфический разрез метовской свиты (по Н. В. Дабагян, С. С. Круглову и С. Е. Смирнову, 1965₂).

1 — зелено-серые массивные мергели; 2 — красные массивные мергели; 3 — черные слои с прослойками песчаников и кремней; 4 — светлые голубовато-серые графелиты, доломиты, алевролиты и аргиллиты (переслаивание, иногда ритмичное).



ком подходе моментов было то обстоятельство, что в этой схеме приходилось идентичные по внешнему облику литологические пачки помещать на разных стратиграфических уровнях. Так, красные массивные, похожие на луховские мергели на основании содержащейся в них микрофауны были разделены на два разновозрастных горизонта — верхнепалеоценовый и среднеэоценовый; к нижнему палеоцену и среднему эоцену отнесены пачки черных карбонатно-песчано-глинистых пород; зеленовато-серые массивные алевролиты мергели помещены и в дат — нижний палеоцен и в верхний палеоцен (рис. 3).

Здесь следует, хотя бы кратко, рассмотреть микрофаунистические комплексы, послужившие в свое время основой для составления сводного разреза метовской свиты. Дат-палеоценовый и верхнепалеоценовый горизонты выделялись по находкам в изолированных обнажениях серых мергелей и черных аргиллитов (среди видов широкого вертикального распространения) форм *Stensiöina caucasica*, *Globorotalia angulata*, *G. aequa*, *G. marginodentata*. Первая считается характерной для дания, остальные — для палеоцена. В этих же породах часты и ассоциации песчаных фораминифер, сходные с фауной свиты Горячего Ключа Северного Кавказа. Среднеэоценовый возраст этих же пород устанавливался по комплексам, содержащим *Truncorotalia aragonensis* и *Cyclamina amplexens*.

Однако в результате дальнейших исследований и комплексы «свиты Горячего Ключа», и *Truncorotalia aragonensis*, и *Cyclamina amplexens* были встречены вместе с характерным для верхнего эоцена видом *Globigerinoides conglobatus*, что, естественно, заставило отказаться от установления по ним палеоценового и среднеэоценового возраста вмещающих пород. В отношении же видов, характерных для дания и палеоцена, можно высказать предположение, что они скорее всего находятся во вторичном залегании (как и часто встречающиеся здесь меловые формы), поскольку они были обнаружены в породах, из которых затем определена верхнеэоценовая и олигоценовая микрофауна.

Летом 1967 г. автору удалось наблюдать в междуречье Тербли — Большие Угольки ряд обнажений, позволивших проследить нормальную последовательность, в которой взаимоотношения отдельных литологических комплексов устанавливались не только на основании микропалеонтологических данных, но в первую очередь непосредственными полевыми наблюдениями. Таким образом и был составлен сводный разрез свиты, в котором различались три горизонта: ниже-среднеэоценовый флишоидный, средне-верхнеэоценовый мергельный и олигоценовый глинистый темноцветный (Смирнов, 1969). Эти стратиграфические построения дали возможность провести четкую корреляцию палеогеновых образований внешней полосы зоны Мармарошских утесов с палеогеном северо-западного окончания Мармарошского массива и внешних частей Румынского Марамуреша (Смирнов, 1971).

В украинской части Мармарошского кристаллического массива палеогеновые отложения известны лишь на северо-западном его окончании. В бассейнах Шопурки и Косовской они прослеживаются непрерывной полосой субмеридионального направления, окаймляющей массив с запада. Небольшие пятна этих пород изредка наблюдаются и на некотором удалении в глубь массива (горы Кобыла и Соймул). Далее на юго-восток между селами Верхний Бычков и Деловое встречаются отдельные выходы пород, относимых к палеогену уже с определенной степенью условности.

Наиболее уверенную характеристику можно дать палеогеновому комплексу бассейна Шопурки — Косовской. Он состоит из базальных конгломератов, серо-зеленых и пестроцветных мергелей и черных аргиллитов. Эти три литологических горизонта связаны нормальными стратиграфическими переходами; конгломераты трансгрессивно залегают на меловых и более древних образованиях массива.

Комплекс грубообломочных и карбонатно-глинистых пород по-разному стратифицировался разными геологами на тех или иных этапах истории изучения региона (табл. 3).

Таблица 3

Мел		Палеоген				Олигоцен	
Сенон	Дат	Палеоцен	Эоцен				
			Нижний	Средний	Верхний		
			Карпатская свита (1+2)				Г. И. Немков, 1955
Полянская свита (1+2)	Заячуская свита (1+2)		Кобылецкая свита (1+2)			Лужская свита (3+4)	А. Л. Кривин, 1960, 1961; А. Л. Кривин, В. П. Маслов, 1962
		Забродская свита (1+2)	Луговская свита (3)				Л. А. Глушенко и соавт., 1965
			(3) (1) (2) (1) Великобанская свита			Лужская свита (3+4)	Н. В. Дабагян, С. С. Круглов, С. Е. Смирнов, 1965,
			(1)	(2)	(3)		С. Е. Смирнов, 1970
			(1) (2) Великобанская свита			Лужская свита (3)	По автору

Цифры в скобках: 1 — конгломераты, 2 — мергели, 3 — черные аргиллиты, с тонкими прослойками песчаников и кремней, 4 — массивные грубозернистые песчаники.

Первую схему стратиграфии палеогена западных склонов Мармарошского массива предложил Г. Запалович (Zapatowicz, 1886). Он выделил конгломераты и известняки с нуммулитами (эоцен) и олигоценовую толщу массивных (магурских) песчаников.

В бассейнах Косовской и Шопурки нуммулитами был обоснован средне-верхнеэоценовый возраст конгломератов и мергелей, отнесенных к карпатской свите (Немков, 1955).

Оригинальную схему стратиграфии палеогена этого района предложил А. Л. Кривин (Кривин, 1960, 1961; Кривин, Маслов, 1962). Отдельные компоненты терригенно-карбонатного комплекса этот исследователь включал в разные свиты мела и палеогена. Конгломераты и пестроцветные мергели под названием полянской свиты были отнесены к сенону на основании литологического сходства некоторых разностей мергелей с породами пуховской свиты. Какая-то часть конгломератов и мергелей была выделена в заяцускую свиту дат — палеоценового возраста, основанием чему послужила находка фораминифер. Также на основании микрофаунистических комплексов была выделена кобылецкая свита среднего — верхнего эоцена, состоящая из тех же конгломератов и мергелей. Черные аргиллиты в долине Шопурки А. Л. Кривин относил к раховской свите (нижний мел), выходящей здесь, по его мнению; в тектоническом полуокне из-под надвинутых образований Мармарошского массива (Кривин, 1960, рис. 1). Те же породы на правом склоне долины р. Косовской он выделил в олигоценовую лужскую свиту (там же, рис. 3). К последней в бассейне Тисы (правый склон долины ниже с. Делового) причислялись массивные песчаники.

Н. И. Жилковский относил конгломераты и мергели к забродской свите, куда включал и другие отложения, развитые уже за пределами массива; черные аргиллиты он выделял в луговскую свиту* (Глущенко и соавт., 1965).

Дальнейшими исследованиями были установлены нормальные стратиграфические взаимоотношения трех отмеченных выше литологических комплексов, которые были объединены в великобанскую свиту (Дабагян, Круглов, Смирнов, 1965₁). Ее возраст (средний — верхний эоцен) был установлен по нуммулитам и мелким фораминиферам. При этом черный глинистый горизонт, в котором была найдена *Truncorotalia aragonensis* (Nutt.), считался частично синхронным конгломератам и мергелям. Пачка конгломератов (верхнеэоценовых) выделялась и в кровле мергелей.

Затем новые полевые наблюдения и палеонтологический материал позволили дать несколько измененный вариант схемы (Смирнов, 1970), автор которого отказался от выделения лужской свиты, отнеся черные аргиллиты к верхнему горизонту великобанской свиты. Такой же олигоценовый горизонт черных аргиллитов был выделен и в метовской свите (Смирнов, 1969₂).

* Этот термин был введен О. С. Вяловым (1954 г.) для обозначения совершенно иных образований.

Сопоставление палеогена различных частей Мармарошского пояса (Смирнов, 1971) показывает региональное распространение этой толщи темноцветных образований, нормально залегающей повсеместно на зеленовато-серых и пестроцветных мергелях верхнего эоцена. Представляется поэтому целесообразным выделение черных аргиллитов с прослойками песчаников и кремней из состава метовской и великобанской свит в самостоятельную стратиграфическую единицу олигоценового возраста. За ней, я думаю, следует оставить данное А. Л. Кривиним название лужская свита, не включая в нее в этом обновленном варианте массивные песчаники, которые на украинской территории можно наблюдать только в одном пункте (ручей Свинский, правый приток Тисы) в неясных взаимоотношениях с темноцветной толщей.

Выделение темноцветного горизонта в самостоятельную свиту делает необходимым изменение объемов метовской и великобанской свит. В составе первой остаются флишеидная голубовато-серая толща и зеленовато-серые (иногда пестроцветные) мергели; вторая в этом варианте включает базальные конгломераты и горизонт мергелей.

Выделение темноцветной олигоценовой толщи в самостоятельную свиту, возвращение ей названия лужская, сохранение наименований метовская и великобанская за измененными в объеме свитами,— все эти действия обусловлены еще и тем, что именно в таких объемах метовская, великобанская и лужская свиты понимаются сейчас многими геологами, работающими в зоне Мармарошских утесов.

Метовская свита

Описание частных разрезов

Отложения метовской свиты узкой прерывистой полосой окаймляют с юго-запада песчаники, алевролиты и конгломераты соймльской свиты или красные пуховские мергели. Выходы их имеются как на крайнем северо-западе зоны в бассейне Боржавы, так и на крайнем юго-востоке, вблизи Мармарошского кристаллического массива. В междуречье Теревли — Большой Угольки по отдельным маршрутам можно изучать взаимоотношения слагающих свиту литологических комплексов.

Общей характеристике и обоснованию возраста метовской свиты предпослано краткое описание наиболее полных ее разрезов.

Бассейн Теревли. В русле ручья Слипенького (левая ветвь ручья Монастырь, слева впадающего в Теревлю у завода минеральной воды на северной окраине с. Драгово) в 450 м выше его устья наблюдается полный восходящий разрез метовской свиты (рис. 4), тектонически контактирующий с пачкой (12 м) массивных красно-бурых пуховских мергелей турона (рис. 4, пачка 1).

К мергелям пуховской свиты причленяется характерная терригенная толща, которая по своему составу и внешнему облику лег-

ко узнается в различных частях зоны (рис. 4, пачка 2). Это гравелиты и грубозернистые песчаники, светлые, с голубоватым оттенком, состоящие из неокатанных обломков кварца и метаморфических сланцев. На поверхности некоторых прослоев, обычно в нижней части пачки, наблюдаются изометрические стяжения пирита. Среди массивных слюдятых гравелитов и песчаников имеются прослои (и пакеты до 2—3 м) светлых голубовато-серых слюдястых аргиллитов.

Вверх по разрезу (и по ручью) гравелиты и грубозернистые песчаники постепенно переходят в средне- и мелкозернистые песчаники. Увеличивается количество глинистых прослоев, и к верхам

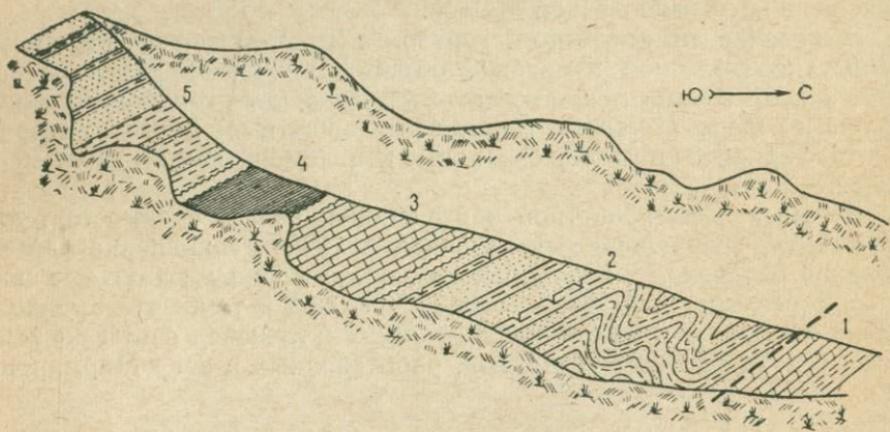


Рис. 4. Схематическая зарисовка разреза, вскрытого ручьем Слипеньким. 1 — красные пуховские мергели (турон); метовская свита: 2 — светлые голубовато-серые слюдястые гравелиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты. 3 — серые мергели; 4 — черные аргиллиты лужской свиты; 5 — серые аргиллиты с прослойками песчаников и грубый флиш (шонурская свита).

толщи в ее составе уже преобладает флишоидное чередование песчаников и светло-серых аргиллитов. И для песчаников и для аргиллитов характерен ржаво-желтый («рыжий») цвет выветривания.

Выходы описанных пород с перерывами тянутся вверх по ручью около километра. Толща интенсивно дислоцирована, в верховьях же ручья породы падают на юг — юго-запад при нормальном залегании.

Из аргиллитов этой толщи определены разновозрастные комплексы мелких фораминифер: *Rhabdammina cylindrica* Glaessn., *Hyperammina maxima* (Friedb.), *Ammodiscus periferotenuissimus* Mjatl., *Hormosina ovulum gigantea* Geroch, *Recurvoides regularis* Mjatl., *Arenobulimina* (*Pasternakia*) ex gr. *gracilis* Volosch. (сенон)*; *Hyperammina cylindrica* (Glaessn.), *H. maxima*

* Определение Н. В. Дабагян.

(Friedb.), *Hormosina ovulum ovulum* Grzyb., *Recurvooides deflexiformis* Noth., *Haplophragmoides suborbicularis* Grzyb., *Glomospira charoides* Park. et Jones, *Trochamminoides proteus* (Karrer), *T. accervulatus* (Grzyb.), *T. suboronatus* (Grzyb.) (дат — палеоцен)*. Встречаются здесь и смешанные (меловые и палеогеновые) ассоциации.

В толще массивнослоистых гравелитов и грубозернистых песчаников имеются прослои и линзы, обогащенные карбонатным материалом. В аллювии ручья С. С. Кругловым найден обломок такой породы, содержащей комплекс нуммулитов среднего эоцена: *Nummulites distans* Deshayes, *N. murchisoni* Rüttimeyer, *N. bolcensis* Munier — Chalmas, *N. subplanulatus* Hantken, *N. partschi* de la Harpe, *N. pratti* de la Harpe, *N. atacicus* Leymerie, *N. laevigatus* (Brugniere), *N. montefriensis* Douville, *Assilina* sp.

Через 10—15 м после последнего выхода терригенных пород выше по ручью обнажаются мергели массивные, серые и зеленовато-серые в свежем состоянии, темно-серые в воде, желтовато-белые в выветрелом состоянии, «фукоидные», с редкими тонкими (до 5—10 см) прослоями песчаников (рис. 4, пачка 3). Иногда встречаются прослои и неправильной формы пятна буровато-красного цвета. В верхней части мергельной пачки есть единичные вкладки (до 2—3 м) темных зеленовато-серых и черных аргиллитов с прослоями песчаников. Мощность пачки мергелей не менее 30—40 м. Залегает она моноклинально, довольно спокойно, падая на юг — юго-запад 200° под углом 50°. Иероглифы снизу. Взаимоотношения мергелей и подстилающей их флишоидной пачки, вероятно, нормальные.

В мергелях здесь найдены комплексы фораминифер палеогенового (по-видимому, низы палеогена) возраста: *Hyperammina karpatica* Masl., *Haplophragmoides mjatliukae* Masl., *Proteonina complanata* (Franke), *Ammodiscus glabratus* Cushman et Jarvis, *Textularia agglutinans* Orb., *Trochammina advena* Cushman.

В описанном разрезе не обнажен контакт слагающих метовскую свиту литологических комплексов. Постепенный переход между ними можно наблюдать здесь же, в бассейне Теребли.

В правом берегу реки, в 200 м ниже минерального источника, имеется небольшое обнажение терригенной толщи (описанной в разрезе Слипенького, пачка 2). Она представлена флишоидным чередованием песчаников и серых слюдястых глинистых алевролитов, падающих при нормальном залегании на юг под углом 30° (рис. 5, пачка 1). Эти породы нормально перекрываются серо-зелеными массивными мергелями (рис. 5, пачка 2, аналог пачки 3 в разрезе Слипенького), падающими на юг под углом 30°. Видимая их мощность 2,5 м.

Напротив этого обнажения в Тереблею слева впадает небольшой

* Определение А. Д. Грузман.

ручей, в котором можно проследить нормальные взаимоотношения метовской и лужской свит (рис. 6).

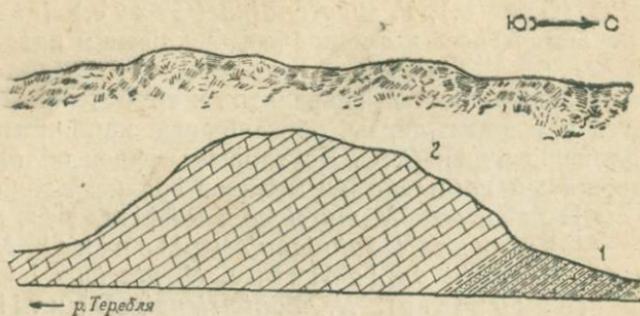


Рис. 5. Схематическая зарисовка контакта терригенного и мергельного горизонтов метовской свиты.

1 — светлые голубовато-серые слоистые песчаники, алевролиты и аргиллиты (флишондное чередование); 2 — зеленовато-серые массивные мергели.

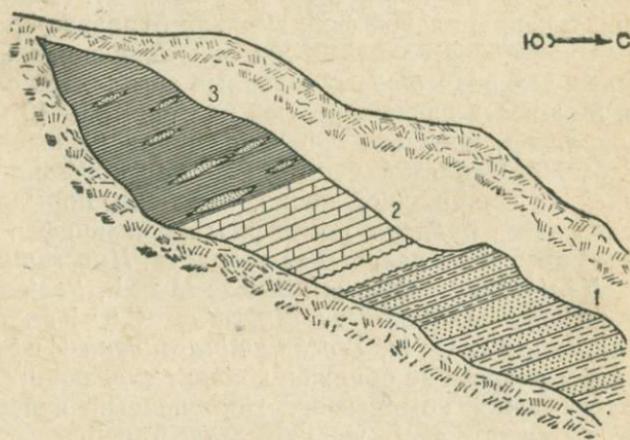


Рис. 6. Схематическая зарисовка разреза палеогена Вержанской подзоны (левый приток Тербля у разливного завода).

Метовская свита: 1 — светлые голубовато-серые слоистые песчаники, алевролиты и аргиллиты (флишондное чередование); 2 — зеленовато-серые и пестроцветные массивные мергели; лужская свита: 3 — черные аргиллиты с линзами и прослойками песчаников и кремней.

1. Начинаясь в устье ручья, обнажается в целом моноклиальная, но местами значительно дислоцированная пачка гравелитов и песчаников с пакетами и прослоями (иногда это флишондное чередование) светло-серых и темно-серых алевролитистых аргиллитов. Породы падают на юг — юго-восток $150-180^\circ$ под углами

30—50° при нормальном залегании. По внешнему облику, вещественному составу, цвету эти породы идентичны образованиям терригенной толщи ручья Слипенького (рис. 4, пачка 2).

2. После перерыва, не превышающего 10 м мощности, вверх по ручью на протяжении 120—150 м обнажаются серые и зеленовато-серые массивные мергели, в верхней части которых наблюдаются красно-бурые пятна, линзы и прослои. Мощность пачки около 40 м. Азимут падения 180—220°, углы 30—70°.

Из верхней, пестроцветной части мергелей определен верхнеэоценовый комплекс: *Globigerina eocaenica* Terq., *G. pseudoeocaena* Subb., *G. frontosa* Subb., *Acarinina crassaformis* (Gall. et Wissl.), *Globigerinoides subconglobatus* Schuzk.

Мергели нормально переходят в лужскую свиту.

В бассейне Теребли метовская свита представлена наиболее полно. Слагающие ее литологические комплексы прослеживаются на юго-восток, сохраняя наблюдаемые в описанных разрезах взаимоотношения.

Бассейн Малой Угольки. Снизу вверх по ручью Вежанскому (правый приток Малой Угольки) наблюдается восходящий разрез метовской свиты, аналогичный описанному в ручье Слипеньком. Приведем очень краткую характеристику этого разреза, поскольку в нем были найдены комплексы фораминифер, имеющие принципиальное значение для установления возраста свиты.

1. В 800 м выше устья ручья начинается обнажение терригенных флишOIDных пород, идентичных описанным в р. Слипеньком, которое почти без перерыва прослеживается вверх по ручью на 200—250 м. Породы падают на юго-запад 210—230° под углами 40—45° при нормальном залегании. Мощность их не менее 100 м.

Из этой пачки определен комплекс фораминифер, позволяющий говорить лишь о палеогеновом (возможно, низы палеогена) возрасте вмещающих пород: *Hyperammina cylindrica* Glaess., *Protonina complanata* (Franke), *Tritaxia tricarinata* Reuss., *Plectina grzybowskii* Neagu, *Trochammina advena* Cushman., *Textularia agglutinans* Orb., *Globorotalia varianta* (Subb.).

2. В 15 м выше последнего обнажения терригенной пачки в русле и берегах ручья выходят массивные серые и зеленовато-серые (местами пестроцветные) мергели. Они залегают также моноκлинально и спокойно, падая на юго-запад 220° под углами 35—40°. Мощность не менее 50 м.

В нижней части серых мергелей найдены комплексы, характерные для среднего эоцена: *Acarinina crassaformis* Gall. et Wissl., *Globigerina pseudoeocaena* Subb., *Truncorotalia aragonensis* (Nutt.), *Globigerina eocaenica* Terq., *G. frontosa* Subb.

Из средней части пачки определена ассоциация фораминифер, относящихся уже к низам верхнего эоцена: *Globigerinoides subconglobatus* Schuzk., *Cyclammina amplexans* Grz., *Globigerina eocaenica* Terq., *G. frontosa* Subb.

И, наконец, в верхних горизонтах пачки серых мергелей обнару-

жена микрофауна верхов верхнего эоцена: *Globigerinoides conglobatus* Brady, *G. rubriiformis* Subb., *Catapsidrax dissimilis* (Cush. et Bergm.), *Globigerina eoacaenica* Terq.

Характеристика сводного разреза

Основываясь на изучении описанных разрезов метовской свиты, рассмотрим общую характеристику слагающего ее комплекса пород. В сводном разрезе свиты можно выделить два горизонта (рис. 7).

1. Нижний представлен гравелитами, песчаниками и аргиллитами, чередующимися без какой-либо закономерности. Лишь в верхних частях этого горизонта наблюдаются флишоидные текстуры, нижняя же часть толщи (20—25 м) сложена преимущественно гравелитами и песчаниками. По внешнему облику и вещественному составу эти породы резко отличаются от других палеогеновых отложений зоны Мармарошских утесов. Наиболее четко их специфические особенности проявляются в грубообломочных разностях. Характерной для этих пород является светлая голубовато-серая окраска (в свежем состоянии). Иногда наблюдается линейное расположение темных обломков сланцев и светлых листочков слюды, что придает породе «гнейсовидный» облик. Нижняя часть пачки отличается массивной текстурой. Здесь совершенно отсутствуют глинистые прослои. В то же время видна четкая слоистость, особенно в более мелкообломочных породах, и закономерное чередование гравелитов и песчаников.

Гравелиты преимущественно мелко- и среднезернистые, полимиктовые. Состав обломков: кварциты, серицито-кварцевые сланцы, кварцевые сланцы, серициты, карбонатно-кремнистые породы, гнейсы, мусковитовые сланцы, известняки, кварц, плагиоклаз, чешуйки мусковита и редкие зерна граната и турмалина. Обломки от резко угловатой до полуокатанной формы. Цемент карбонатный базального типа, по объему составляет 30—40% всей породы.

Очень близки по составу к гравелитам песчаники, особенно их грубозернистые разности. С уменьшения размера обломков (что в целом наблюдается в верхних частях описываемого горизонта) песчаники становятся почти олигомиктовыми — количество кварца приближается в них к 70—75%.

К верхам терригенной толщи значительно увеличивается количество прослоев алевролитов и аргиллитов. Это обычно тонкослоистые, реже массивнослоистые (до 8—10 м) светлые голубовато-серые породы. Для них характерна обильная слюдистость. Иногда создается впечатление, что алевролиты целиком состоят из чешуек мусковита и только под микроскопом можно обнаружить другие обломки, представленные хлорито-кварцевыми сланцами, кварцитами, серицито-кварцевыми сланцами и кварцем. Обычно же кварц и мусковит составляют по 50% обломочного материала таких алевролитов.

возраст		Мощность м	Свита	Литологическая характеристика	Палеонтологическая характеристика
Олигоцен	Нижний	> 40	Лужская	Черные оскольчатые и массивные аргиллиты и мергели с прослоями алевролитов, песчаников и кремней	<i>Trochammina erecta</i> , <i>Glomospirella kugultinskensis</i> , <i>Haplophragmoides latidorsatus</i> , <i>H. rotundidorsatus</i> , <i>Hyperammina lineariformis</i> , <i>Asterigerina rotula</i> , <i>Chilostomella</i> sp.
Эоцен	Верхний	30-40	М е с т о в с к а я	Мергели массивные серые, зеленовато-серые с красно-бурыми линзами и единичными прослоями песчаников и алевролитов	<i>Globigerinoides conglobatus</i> , <i>G. rubriiformis</i> , <i>Catapsidrax dissimilis</i> , <i>Globigerinoides subconglobatus</i> , <i>Cyclammina amplexens</i> , <i>Acarinina crassaformis</i> , <i>Globigerina pseudoeocaena</i> , <i>G. eocaenica</i> , <i>Truncorotalia aragonensis</i>
	Средний	> 100		Флишевое чередование тонкослонстых песчаников и серых сильно слюдястых аргиллитов; пакеты слюдястых светлых алевролитов; в нижней части песчаники и гравелиты, иногда известковистые	<i>Nummulites distans</i> , <i>N. murchisoni</i> , <i>N. bolcensis</i> , <i>N. subplanulatus</i> , <i>N. partschi</i> , <i>N. pratti</i> , <i>N. atacicus</i> , <i>N. N. laevigatus</i> , <i>N. montefriensis</i> , <i>N. nitidus</i>
	Нижний			<i>N. planulatus</i> , <i>N. nitidus</i> , <i>N. bolcensis</i> , <i>N. dlobulus</i> , <i>N. rotularius</i>	
Палеоцен(?)	?	> 10		Конгломераты и песчаники с обломками пород маастрихта	

Рис. 7. Сводный стратиграфический разрез Вежанской подзоны зоны Мармарошских утесов.

Все породы, слагающие терригенную толщу, отличаются ржаво-желтой окраской выветривания.

К нижним, гравелитово-песчаным частям терригенной толщи в некоторых разрезах приурочены линзы, обогащенные карбонатным материалом. Иногда они состоят почти целиком из мелких обломков известняка. Эти участки пород обычно содержат остатки нуммулитов (правый приток ручья Долгого), причем между объемом карбонатного материала и количеством раковин существует прямая зависимость.

Истинной мощности описанной толщи наблюдать нигде не удалось. Можно лишь приблизительно (судя по разрезу ручья Вержанского) оценить ее в 100 м.

2. Непосредственно выше терригенной флишовой толщи залегает горизонт мергелей, связанный с подстилающими образованиями нормальными переходами (р. Теребля, правый берег у завода минеральной воды). Наиболее характерными для этого горизонта являются мергели массивные серые, зеленовато-серые, реже темно-серые, приобретающие в выветрелом состоянии желтовато-белесый оттенок. Иногда (обычно в верхних частях горизонта) среди серых мергелей появляются линзы красно-бурого цвета. Мощность их, по-видимому, очень изменчива: в некоторых разрезах (бассейн р. Долгого, например) можно видеть, что красноцветные разности присутствуют в разрезе мергельного горизонта в равном объеме с сероцветными или даже занимают доминирующее положение. В этом случае породы бывает трудно отличить от верхнемеловых пуховских мергелей.

Под микроскопом видно, что мергели состоят из пелитоморфной глинисто-карбонатной массы, содержащей значительное количество раковин мелких фораминифер. Терригенная примесь (обычно единичные зерна, редко 15—20%) представлена кварцем, редкими чешуйками мусковита, единичными зернами плагиоклаза и кварцитов.

Мощность горизонта мергелей около 40—50 м.

Стратиграфическое положение

Выше при описании разрезов приводилась палеонтологическая характеристика отдельных литологических комплексов. Прежде чем делать заключение о возрасте метовской свиты, необходимо дать подробную характеристику сводного разреза, используя, помимо приведенных выше, находки микрофауны, сделанные во многих пунктах зоны Мармарошских утесов.

Комплексы мелких фораминифер, состоящие в основном из агглютированных форм, определены из терригенной толщи в ручьях Метова, Слипеньком, Калово (правый приток Рики) и др. Большинство видов, входящих в эти комплексы, имеет широкое вертикальное распространение (мел — палеоген или шире) и не позволяет однозначно судить о возрасте вмещающих пород: *Hyperammi-*

na cylindrica Glaess., *Proteonina complanata* (Frankе), *Reophae duplex* Orb., *Karreriella horrida* Dab., *Ammodiscus periferotenuissimus* Mjatl., *Haplophragmoides canariensis* Grz., *Textularia agglutinans* Orb., *Trochamminoides irregularis* White, *Recurvoides regularis* White. Лишь изредка встречаются среди них единичные экземпляры эоценовых: *Globigerina frontosa* Subb., *G. aff. pseudoeocaena* Subb., *G. aff. trivialis* Subb.

В верховьях правого притока ручья Долгого в прослое известкового гравелита (низы терригенной толщи) С. С. Кругловым найден комплекс нижнеэоценовых нуммулитов: *Nummulites nitidus* de la Harpe, *N. bolcensis* Munier-Chalmas, *N. planulatus* (Lamarck), *N. globulus* Leymerie, *N. rotularius* Deshayes, *N. ex gr. anomalus* de la Harpe.

В аллювии ручья Погарский Рункул (левый приток Малой Угольки) С. С. Кругловым найден обломок крупнозернистого известкового песчаника с нуммулитами среднего эоцена: *Nummulites nitidus* de la Harpe, *N. distans* Deshayes, *N. cf. gallensis* Heim., *N. cf. partschi* de la Harpe.

Этот обломок происходит за счет размыва обнажающихся здесь же пород терригенной толщи (ее каких-то более высоких горизонтов). Валун такого же песчаника с нуммулитами среднего эоцена найден в аллювии ручья Слипенького (см. описание разреза).

Наиболее полную палеонтологическую характеристику имеет горизонт серых и пестроцветных мергелей метовской свиты. Во многих пунктах зоны Мармарошских утесов из этих пород определены обильные комплексы фораминифер (в том числе и планктонных). При этом, однако, далеко не все ассоциации имеют одинаковое значение для установления возраста мергелей. Значительная часть их представлена либо видами относительно широкого вертикального распространения (это обычно агглютинированные комплексы), либо видами, на основании которых можно говорить лишь о палеогеновом (в лучшем случае — эоценовом) возрасте вмещающих пород.

Так, например, агглютинированные комплексы встречены в серых мергелях ручья Слипенького (см. описание разреза). Подобная смешанная ассоциация найдена в серых мергелях ручья Долгого (правая вершина): *Hyperammina cylindrica* (Glaess.), *Glotospira charoides* (Park. et Jones), *Proteonina complanata* (Frankе), *Karreriella ignorata* Dab., *Ammodiscus periferotenuissimus* Mjatl., *Textularia agglutinans* Orb., *Globigerina triloculinoides* Plumm., *G. naia* Chal.

Здесь же, однако, в ручье Долгом красные мергели, связанные нормальными переходами с серыми разностями, содержат планктонные комплексы эоцена: *Globigerina eocaenica* Terq., *G. varianza* Subb., *G. frontosa* Subb., *G. eocaena* Gumb., *G. triloculinoides* Plumm., *Truncorotalia aragonensis* (Nutt.), *Cyclammina amplexans* Grz., *Globorotalia crassaformis* (Gall. et Wiss.).

Аналогичные по своему значению комплексы планктонных и аг-

глиотинированных фораминифер определены из мергелей метовской свиты во многих других пунктах: ручьи Метова, Свинка (бассейн Боржавы), Кузя, Калов (притоки Рики), Вежанский и др.

Кроме перечисленных комплексов относительно широкого вертикального распространения, в серых и пестроцветных мергелях найдены ассоциации планктонных фораминифер, содержащие уже виды, характерные для верхнего эоцена. Эти находки имеют первостепенное значение для установления возраста свиты. Один из таких комплексов, включающий верхнеэоценовый вид *Globigerinoides conglobatus*, приведен при описании разреза свиты в ручье Вежанском. В красных мергелях ручья Метова также найден *Globigerinoides conglobatus*, в красных мергелях ручья Звурец (правый приток Лужанки) определена характерная для верхнего эоцена форма *Catapsidrax dissimilis* (Cush. et Bergm.). В комплексе с этими эоценовыми видами в указанных пунктах определены *Cyclamina amplectens* Grz., *Truncorotalia aragonensis* (Nutt.), *Globigerina eocaenica* Terq., *G. pseudoeocaena* Subb., *G. frontosa* Subb., *G. triloculinoides* Plum.

Следует отметить сделанные здесь определения и более древних ассоциаций, находящихся в мергелях метовской свиты во вторичном залегании. В ручье Звурец найден смешанный комплекс глобигерин (*G. sp. sp. triloculinoides, quadritriloculinoides, nana, triangularis*) и агглютинированных форм, в котором, однако, присутствуют палеоэоценовые виды *Globorotalia angulata* White и *G. aequa* Cush. et Renz. Массовые скопления туронских глоботрунканид (*Praeglobotruncana oraviensis* Scheibnerova, *P. imbricata* (Mognod) и др.) наблюдались в ручье Долгом в тех же мергелях, из которых происходит приведенный выше комплекс эоценовых глобигерин.

Решение проблемы возраста метовской свиты во многом зависит от выяснения характера ее взаимоотношений с меловыми отложениями зоны Мармарошских утесов. Следует подчеркнуть, что базальных образований метовской свиты, нормальных контактов ее терригенного горизонта с подстилающими отложениями нам наблюдать не приходилось. Иногда, если удастся видеть такие контакты, их можно интерпретировать как тектонические (например, взаимоотношения терригенного горизонта с пуховскими мергелями, наблюдаемые в ручье Слипеньком); чаще же всего слабая обнаженность и сложная тектоника не дают достоверного материала для суждения об этих взаимоотношениях. Можно лишь предположить, что в основании терригенной толщи залегает связанная с нею нормальным переходом пачка массивных песчаников, которые считались раньше внутрiformационными образованиями и выделялись в свиту (горизонт) «надпуховских конгломератов» (Калугин, 1956; Кульчицкий, Каданер, 1958) или включались в состав ярмутской свиты (Дабагян, Круглов, Смирнов, 1966). Единственное известное мне обнажение этих пород имеется в правом берегу Теребли у завода минеральной воды в с. Драгово. Здесь

снизу вверх можно записать такой разрез, связанный нормальными взаимоотношениями с красными кампанскими мергелями пуховской свиты (рис. 8).

1. Флишевое чередование песчаников темно-серых, тонкослоистых, слабо известковистых и аргиллитов алевритистых темно-серых неизвестковистых. Видимая мощность около 5 м. В нормальном залегании породы падают на юг — юго-запад под углом 25° . В аргиллитах обнаружена скудная верхнемеловая микрофауна. О принадлежности этих пород к верхнему мелу (маастрихт) свидетельствует, кроме того, их нормальный переход (вниз по разрезу, вверх по реке) в красные пуховские мергели, содержащие кампанские глоботрунканы.

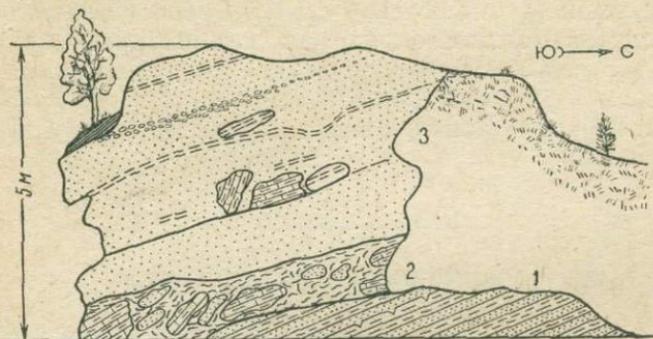


Рис. 8. Базальные отложения метовской свиты (правый берег Тереблы у разливного завода).

1 — флиш ямуртской свиты (кампан — маастрихт); метовская свита: 2 — конгломерат, 3 — песчаник.

2. С небольшим размывом, но без видимого углового несогласия на флишевой пачке залегает слой конгломерата. В темно-серую неплотно сцементированную алевритовую заполняющую массу включены обломки алевролитов и тонкозернистых песчаников, светло-серых и зеленовато-серых мергелей; встречена здесь глыбка серого флиша, залегающего под конгломератом. Мощность слоя 0,6 м. В обломке светло-серого мергеля определена микрофауна маастрихта: *Hyperamina maxima* (Fried.), *Marssonella crassa* (Marsson.), *Clavulina subparisiensis* Grz., *Globotruncana stuarti* (Lapp.), *G. majzoni* Sacal et Debourle, *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli).

3. На конгломерате также по неровной поверхности залегают песчаники массивные серые известковистые средне- и крупнозернистые, с редкими тонкими линзами сильно слюдистых сыпучих алевролитов и обломками светло-серых и зеленовато-серых мергелей. Видимая мощность около 10 м. Здесь в обломках мергелей также содержатся маастрихтские комплексы, аналогичные приведенному выше.

Эти породы (слои 2 и 3 описываемого разреза) и являются, по

моему мнению, базальными образованиями метовской свиты, переходящими кверху в терригенный горизонт и залегающими с небольшим стратиграфическим перерывом на породах маастрихта. Время перерыва ограничивается, вероятно, палеоценом (или какой-то его частью). Основанием для такого предположения служат, кроме описанного выше разреза, находки нижнеэоценовых нуммулитов в нижней части терригенной толщи.

Верхняя граница метовской свиты четко фиксируется нормальным (литологически резким) переходом серо-зеленых мергелей в черные аргиллиты лужской свиты, содержащие (ручей Вежанский) остатки олигоценовых фораминифер.

Изложенное выше дает основание для заключения о стратиграфическом положении метовской свиты. Возраст ее нижнего, терригенного горизонта можно определить как нижний — средний эоцен. Горизонт серых и пестроцветных мергелей, содержащий планктонные комплексы фораминифер с *Globigerinoides conglobatus*, нужно относить к верхнему эоцену (частично, может быть, еще к верхам среднего эоцена).

Великобанская свита

Описание частных разрезов

Бассейн Косовской. Разрез, который может служить стратотипом великобанской свиты, наблюдается в русле Косовской на северной окраине села Великий Банский. Разрез начинается в 1,2—1,3 км севернее устья ручья Великий Банский. Здесь обнажаются следующие породы (снизу вверх по разрезу, сверху вниз по реке).

1. На левом берегу на размытой поверхности кристаллических пород залегают базальные конгломераты. Волнистая поверхность контакта имеет общее падение на юго-запад. Конгломераты полимиктовые от мелко- до крупногалечных содержат неправильной формы включения гравелитов и грубозернистых песчаников, сложены хорошо окатанными обломками кварца и метаморфических пород. Обнаженная мощность 20 м. На противоположном берегу реки небольшой выход конгломератов виден в непосредственной близости от залегающих над ними мергелей. Мощность базальных конгломератов здесь около 50 м.

2. В правом берегу реки стратиграфически выше конгломератов обнажаются серые и темно-серые в свежем изломе, палево-серые в выветрелом состоянии массивные алевролитовидные мергели. Вскрытая мощность их превышает 30 м. Азимут падения 220—250°, углы 30—40°. Сохраняя юго-западное падение при моноклинальном залегании, мергели отдельными выходами обнажаются в правом берегу и склоне долины на расстоянии 250 м вниз по реке. Общая мощность их не менее 100—120 м.

В долине Косовской имеются разрезы, в которых можно наблюдать взаимоотношения отдельных горизонтов свиты. Один из них

изучен в ручье Мельничном, впадающем слева в р. Косовскую в 5 км выше ее устья. В небольшом левом притоке, который впадает в ручей Мельничный в 1 км выше устья последнего, наблюдается следующий разрез (рис. 9).

1. В устье притока и ниже по ручью Мельничному отдельными выходами обнажаются палеозойские метаморфические сланцы.

2. В 50 м выше устья притока начинается выход базальных конгломератов великобанской свиты, обломочный материал которых представлен большей частью метаморфическими сланцами. Реже встречаются гальки кварца и изверженных пород. Видимая мощность 30—40 м. В самых верхних слоях конгломератов появляются сингенетичные линзы серых мергелей.

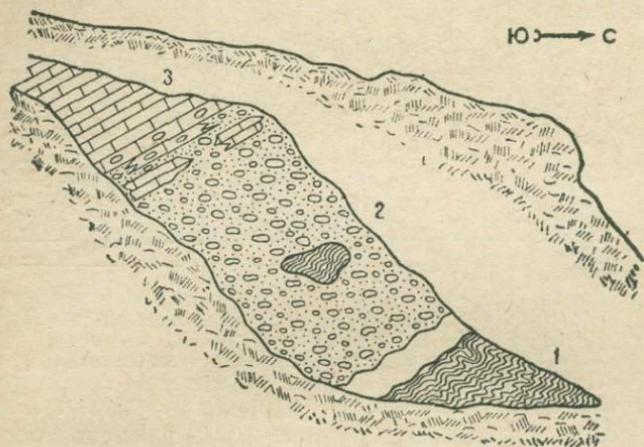


Рис. 9. Схематическая зарисовка обнажения великобанской свиты в ручье Мельничном (левый приток Косовской).

1 — метаморфические сланцы; великобанская свита:
2 — конгломераты, 3 — пестроцветные и зелено-серые мергели

3. Конгломераты нормально перекрываются пачкой зеленовато-серых, иногда пестроцветных мергелей видимой мощностью около 20 м.

Бассейн р. Шопурки. Здесь имеется несколько разрезов великобанской свиты, аналогичных описанным по р. Косовской. В них найдены комплексы фораминифер, дающие основание для установления возраста свиты.

1. В одном километре выше устья ручья Заячуского (слева впадает в Шопурку в Кобылецкой Поляне), вблизи его первого разветвления обнажаются серые массивные мергели с линзами алевролитов и редкими прослоями серых известковистых песчаников. Встречаются линзы и неправильной формы пятна красновато-коричневых мергелей. Мощность описанных пород превышает 10 м. Залегают они, очевидно, на обнажающихся выше по ручью конгломе-

ратах (контакт закрыт) и падают на запад 270° под углами $20-50^\circ$.

2. Далее следует тридцатиметровый закрытый участок, а затем вблизи слияния ветвей ручья, в склонах правой его ветви, обнажает пачка базальных конгломератов великобанской свиты мощностью более 20 м. Азимут падения 270° , угол 35° .

Далее вверх по ручью и его верхним притокам часто встречаются выходы этих конгломератов в непосредственной близости от обнажений кристаллических сланцев палеозоя. Конгломераты отдельными выходами прослеживаются до горы Кобылы, где они на южном склоне залегают уже не на древних метаморфических породах, а на алевролитах соймульской свиты. Мощность конгломератового горизонта здесь достигает 70—80 м.

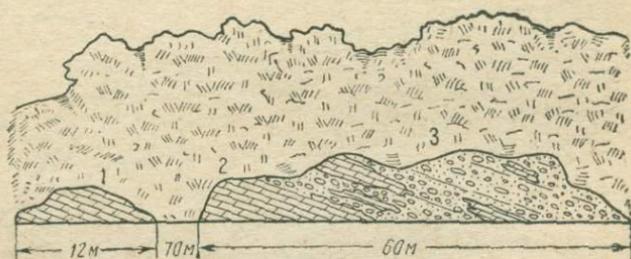


Рис. 10. Схематическая зарисовка обнажения великобанской свиты на левом склоне долины Шопурки.
1 и 2 — серые массивные мергели; 3 — конгломераты.

В конгломератах описанного разреза встречаются линзы, обогащенные карбонатным материалом и содержащие остатки нуммулитов. В ручье Заячуском С. С. Кругловым найдены *Nummulites laevigatus* (Brugniere), *N. aff. planulatus* (Lamarck), *N. aquitanicus* Benoist, *N. cf. globulus* Leymerie, *N. gallensis* Heim, *N. perforatus* (Montf.), *N. burdigalensis* de la Harpe, *N. parisch* de la Harpe, свидетельствующие о среднеэоценовом возрасте вмещающих пород. В конгломератах на южном склоне горы Кобылы С. С. Кругловым найден верхнеэоценовый комплекс, состоящий из видов *Nummulites perforatus* (Montfort), *N. striatus* (Brugniere), *N. variolarius* (Lamarck), *N. ex gr. globulus* Leym. тем же геологом обнаружен в конгломератах на левом склоне долины Шопурки, севернее горы Кобылы.

Контакт базальных конгломератов и мергелей виден в борту дороги Кобылецкая Поляна — Косовская Поляна, вблизи водораздела рек Шопурки и Косовской. С севера на юг здесь в опрокинутом залегании наблюдается следующий разрез (рис. 10).

1. Серые массивные мергели с прослоями, содержащими грабильной размерности обломки (и единичные гальки) кварца и метаморфических сланцев. Азимут падения 230° , угол 40° . Видимая мощность 8 м.

2. В 70 м южнее выходит пачка тех же мергелей мощностью около 4 м, падающая по азимуту 190° под углом 20° . Она содержит эоценовый комплекс мелких фораминифер: *Acarinina intermedia* Subb., *Globigerina quadriloculinoides* Chal., *G. eocaenica* Terq., *Truncorotalia aragonensis* (Nutt.).

3. С мергелями контактирует пачка конгломератов видимой мощностью около 30 м. Это самый верхний горизонт базальных образований великобанской свиты. Здесь в нем, кроме галек и валунов кварца и метаморфических пород, имеются сингенетичные линзы (мощностью до 2 м) серых мергелей, аналогичных залегающим над конгломератами. Встречаются участки, обогашенные карбонатным материалом, в которых найдены верхнеэоценовые *Nummulites fabianii* (Prever) и *N. incrassatus* de la Harpe.

Относительно полный разрез великобанской свиты имеется в ручье Колотном, впадающем справа в Малую Шопурку в 3 км выше ее слияния со Средней Речкой (рис. 11).

1. В 100—120 м выше устья ручья видно, как на размытой поверхности соймкульских алевролитов залегают базальные конгломераты великобанской свиты. Мощность их 55—60 м. Здесь в аллювии С. С. Кругловым найден обломок конгломерата со среднеэоценовыми: *Nummulites perforata* (Montf) *N. gallensis* Heim., *N. aff. praelucasi* Douville; в коренном залегании встречен *Nummulites sp.*

2. Выше нормально залегают мергели массивные серо-зеленоватые и красные. Их видимая мощность 12—15 м. В этих мергелях Н. И. Маслаковой (Маслакова, Чернов, 1965) был определен туронский комплекс фораминифер. По сборам С. С. Круглова Н. В. Дабяган в красных мергелях определила наряду с глоботрунканами палеогеновую *Globorotalia varianta* (Subb.).

Район с. Делового. Отложения великобанской свиты можно наблюдать по ряду притоков Тисы. Один из наиболее характерных разрезов И. М. Съедин и В. Г. Чернов описывают в левом склоне долины Тисы у с. Делового. На палеозойских метаморфических сланцах здесь несогласно и трансгрессивно залегают (снизу вверх):

«1. Пачка среднерзистых... кварцево-слюдистых песчаников с обуглившимися растительными остатками и слюдястыми карбонатных алевролитов. Мощность 80 м.

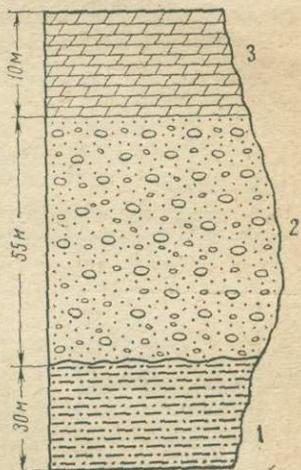


Рис. 11. Разрез великобанской свиты в ручье Колотном (правый приток Малой Шопурки).

1 — алевролиты соймкульской свиты (сеноман); великобанская свита; 2 — полимиктовые конгломераты с нуммулитами среднего эоцена, 3 — массивные красные и серо-зеленые мергели с туронскими глоботрунканами и палеогеновыми глобороталиями.

2. Красно-бурые конгломераты. Мощность 20 м.
3. Песчанистые известняки. Мощность 5—6 м.
4. Песчаники и алевролиты с обильным карбонатным цементом. Мощность 10 м.
5. Мергели и карбонатные алевролиты. Неполная мощность 20 м.» (Съедин, Чернов, 1971, стр. 57).

В цитированной работе описываются еще два разреза, в которых конгломераты, по мнению авторов, залегают внутри толщи песчаников, несогласно перекрывающей палеозойские сланцы.

Характеристика сводного разреза

Как видно из описания частных разрезов великобанской свиты, слагающий ее комплекс пород можно разделить на два горизонта (рис. 12).

1. Базальный горизонт трансгрессивно залегает на докембрийско-палеозойских и других допалеогеновых образованиях массива.



Рис. 12. Сводный стратиграфический разрез палеогена северо-западного окончания Мармарошского кристаллического массива.

На значительной площади (от с. Кобылецкой Поляны до устья р. Косовской) этот горизонт представлен темно-серыми и серыми массивными конгломератами без прослоев других пород. Большинство этих конгломератов относится к типу мелко- и среднегалечных, редко встречаются крупногалечные и валунные разновидности. Хорошо окатанный, заключенный в прочно сцементированную заполняющую массу обломочный материал представлен кварцем и метаморфическими сланцами. В верхних слоях базальных конгломератов наблюдаются сингенетичные линзы серых, зеленовато-серых и красно-бурых мергелей. Мощность базальных конгломератов в этом участке выдерживается в пределах 50—80 м.

Юго-восточнее устья Косовской в долине Тисы на границе с Румынией базальный горизонт великобанской свиты имеет более сложное строение. В нем появляются пачки серых и темно-серых средне- и крупнозернистых массивных песчаников с редкими прослоями темно-серых аргиллитов. Песчаники присутствуют в виде линз среди конгломератов, а иногда замещают их верхнюю и нижнюю части. В этом районе меняется также состав и облик грубообломочной толщи.

По данным И. М. Съедина и В. Г. Чернова (1971), конгломераты здесь четко делятся на две части — красноцветную нижнюю и зеленоцветную верхнюю. В обломочном материале (от гравия до крупных валунов) нижней части резко преобладают магматические и метаморфические горные породы, в верхней части, кроме того, присутствуют фрагменты песчаников, мергелей, известняков. Мощность конгломератов изменяется от 70 м в ручье Свинском до 20 м в районе с. Делового.

2. Базальный горизонт нормально перекрывается характерной толщиной пород. Это серые, зеленовато-серые и темно-серые в свежем изломе, палево-серые в выветрелом состоянии массивные неслоистые алевритистые мергели. Среди них имеются линзы и неправильной формы пятна коричневатого-красного цвета. Иногда в подошвенной части горизонта наблюдаются пакеты (до 2—3 м), окрашенные в красный цвет. В мергелях имеются прослои песчаников и алевритов. В нижней части горизонта встречаются прослои, содержащие гравий и гальку кварца и метаморфических сланцев. Максимальная мощность мергелей достигает 150—180 м.

Стратиграфическое положение

Выше, при описании частных разрезов великобанской свиты упоминались находки нуммулитов среднего (ручьи Заячуский и Колотный) и верхнего (левый склон долины Шопурки, шоссе) эоцена в базальном горизонте, а также эоценовых глобигерин в нижних слоях мергелей (ручей Колотный и левый склон долины Шопурки у шоссе). Кроме того, в мергелях по ручью Банскому определен верхнеэоценовый комплекс: *Globigerinoides conglobatus* (Brad y),

Globigerina corpulenta Subb., *G. pseudoeocaena* Subb., *G. eocaenica* Terg. и др. (Съедин, Чернов, 1971).

Исходя из этого, возраст базального горизонта великобанской свиты можно принять в пределах среднего — низов верхнего эоцена, горизонт мергелей следует отнести к верхнему эоцену.

* * *

Как уже говорилось, описанные отложения великобанской свиты прослеживаются в бассейне Шопурки — Косовской вдоль окраины Мармарошского массива. В этом районе мы, как правило, имеем дело с полными непрерывными (или почти непрерывными) разрезами свиты. К юго-востоку же от этого района в поле развития древних образований массива имеются изолированные выходы либо великобанской свиты, либо пород, которые с нею можно более или менее уверенно сопоставить, либо, наконец, образований, резко отличных от описанных выше, но принадлежащих скорее всего к палеогену. Очень кратко охарактеризуем эти отложения.

На горе Соймул обнажаются пестроцветные мергели и конгломераты, залегающие на алевролитах соймульской свиты сеномана. Эти породы я отношу к великобанской свите, считая переотложенными содержащиеся в мергелях туронские глоботрунканы. Основанием для такого вывода послужил ряд обстоятельств. Так, в бассейне Косовской — Шопурки имеются разрезы, в которых конгломераты и залегающие на них пестроцветные мергели трансгрессивно перекрывают соймульские алевролиты и содержат эоценовую микрофауну. Более того, в ручье Колотном (см. выше описание разреза) в пестроцветных мергелях, которые перекрывают конгломераты великобанской свиты, содержащие нуммулиты и залегающие на соймульских алевролитах, обнаружен такой же туронский комплекс глоботрункан, но вместе с эоценовыми глобигеринами.

Зеленые мергели великобанской свиты в неясных взаимоотношениях с подстилающими образованиями выходят у села Делового на левом склоне долины Тисы. На правом склоне долины между селами Деловым и Большим Бычковым имеются единичные обнажения темно-серых слойчатых известковых песчаников, содержащих нуммулиты среднего эоцена. Это, возможно, линзы среди базальных конгломератов великобанской свиты.

В правом склоне долины Тисы, выше устья Косовской (ручей Ростушный и др.), выходит песчаная толща, резко отличная от описанных выше палеогеновых образований великобанской свиты. Она представлена массивнослоистыми разнозернистыми темно-серыми слюдистыми песчаниками с редкими прослойками алевролитов и флишевыми пакетами. К палеогену эта толща отнесена лишь на основании сопоставления ее с разрезом мезозойских и более древних образований массива.

Таковы в общих чертах типы развитых на северо-западной окраине Мармарошского массива отложений, обоснованно или предположительно относимых к палеогену.

Лужская свита

Описание частных разрезов

Темноцветные глинистые образования лужской свиты отдельными выходами прослеживаются по всей длине зоны Мармарошских утесов и прерывистой полосой субмеридионального простираания окаймляют с запада Мармарошский кристаллический массив. Повсеместно они пространственно сопряжены с отложениями метовской и великобанской свит; в некоторых местах наблюдаются непосредственные стратиграфические контакты черных аргиллитов с серо-зелеными и пестроцветными мергелями. Литологический состав лужской свиты испытывает незначительные латеральные изменения. Поэтому можно ограничиться описанием лишь немногих частных разрезов, представляющих интерес либо своей палеонтологической характеристикой, либо наблюдаемыми взаимоотношениями со смежными стратиграфическими комплексами, либо какими-то особенностями строения.

Бассейн Теревли—Малой Угольки. В верховьях ручья Слипенького стратиграфически выше зелено-серых мергелей (закрытый участок 4 м) обнажается пачка мощностью около 50 м аргиллитов и алевролитовых мергелей черных массивных (дусинского типа) и тонкослоистых (более глинистые разности) с редкими тонкими прослойками тонкозернистых песчаников (рис. 4). Породы падают в целом моноклинально на юго-запад под углом до 50° при нормальном залегании. Среди черных имеются пакеты мощностью до 2—7 м массивных же, но более светлых мергелей и аргиллитов, из которых определен дат-палеоценовый, по заключению Н. В. Дабаган, комплекс фораминифер: *Hyperammina cylindrica* (Glaessn.), *Reophax elongata* Grz., *Recurvoides deflexiformis* Noth., *Trochamminoides subcoronatus* Grz., *Trochammina* cf. *altiformis* Cushman et Renz.

Пройдя вверх до истоков Слипенького и перевалив через водораздел в бассейне Малой Угольки, мы попадаем в истоки ручья Вежанского, где обнажается (так же гипсометрически выше серых мергелей метовской свиты) та же темноцветная глинистая пачка лужской свиты (видимая мощность 5 м). Из черных аргиллитов здесь определена *Pseudoparella stellata* sp. n. Dabag., присутствующая в отложениях нижнего олигоцена Дуклянской зоны, вместе с возможно олигоценовым комплексом: *Trochammina erecta* Ter-Grig., *Glomospirella kugultinskensis* Ter-Grig., *Haplophragmoides latidorsatus* (Bornemann), *H. rotundidorsatus* (Hantken), *Hyperammina lineariformis* (Mjatl.), *Asterigerma rotula* (Kaufm.).

Нормальные взаимоотношения лужской свиты с подстилающими ее мергелями метовской свиты можно наблюдать в небольшом ручье, впадающем слева в Теревлю в 200 м ниже минерального источника, что выше северной окраины с. Драгово, у разливного за-

вода. Здесь (рис. 6) видно, как серо-зеленые и пестроцветные мергели стратиграфически нормально (но резко по литологическому составу) сменяются черными массивными дусинского типа и мягкими листоватыми аргиллитами с прослойками тонкозернистых песчаников и окремнелых мергелей. Видимая мощность 20—25 м. Породы дислоцированы.

Бассейн Тисы. Контакт мергелей великобанской свиты с лужской виден в крутом овраге, справа впадающем в р. Косовскую в 4,6 км выше ее устья.

1. Начинаясь в устье оврага, вверх по нему сплошным выходом прослеживаются серые массивные мергели, круто падающие на запад — юго-запад. Мощность около 150—180 м.

2. В 200—230 м выше устья серые мергели постепенно переходят в толщу темноцветных пород лужской свиты. Вначале среди мергелей появляются пачки таких же по составу, но значительно более темных пород. Несколько выше это уже темно-серые массивные известковистые алевролиты с единичными прослоями окремнелых мергелей, переходящие затем в черные аргиллиты с редкими прослойками темно-серых алевролитов, черных мергелей и силицилитов. Породы падают на запад — юго-запад. Видимая мощность их около 150 м.

Непосредственных контактов лужской свиты с залегающим гипсометрически выше нее пестроцветным шопурским флишем наблюдать нигде не удавалось. В результате же изучения разрезов, в которых можно проследить вертикальные изменения вещественного состава и внешнего облика верхних горизонтов лужской свиты и нижних частей шопурского флиша, создается впечатление преемственности в осадконакоплении этих двух комплексов. Один из таких разрезов описан ниже.

На северной окраине села Косовская Поляна, в том месте, где дорога Рахов — Кобылецкая Поляна, спустившись с левого склона долины Косовской, пересекает ее и начинает взбираться на правый склон, в реку справа впадает ручей. В устье этого ручья и в 250—300 м ниже в левом берегу реки обнажается пачка пород лужской свиты. Она представлена черными мягкими листоватыми углистыми и темно-серыми мергелевидными массивными аргиллитами, переслаивающимися между собой без всякой видимой закономерности. Среди них есть редкие прослои темно-серых слюдистых песчаников. Породы сильно дислоцированы.

В 130—150 м выше устья ручья обнажается уже какая-то более верхняя часть лужской свиты. Она тоже не имеет флишевых черт, но в ней заметно увеличивается количество песчаных прослоев, цвет ее становится гораздо светлее, в ней появляются прослои серо-зеленоватых аргиллитов. В общем по своему внешнему облику — составу, цвету, текстуре — эта часть лужской свиты приближается к выходящим в нескольких десятках метров выше по ручью уже типично флишевым, вначале серо-, а затем зелено- и красноцветным отложениям шопурской свиты.

Юго-восточнее р. Косовской в левом притоке Тисы ручье Свинском наблюдается несколько иная по вещественному составу толща темноцветных образований. Но отсутствие непрерывного разреза здесь позволяет лишь приближенно наметить такую последовательность отдельных пачек (снизу вверх).

1. Песчаники разнотонные средне- и тонкослоистые темно-серые, переслаивающиеся с темно-серыми и черными алевролитами и аргиллитами. Встречаются карбонатные включения типа водорослевых биостромов. Мощность 20—30 м.

2. Темно-серые и черные массивные мергелевидные аргиллиты (иногда дусинского типа). В нижней части редкие прослойки мелкозернистых песчаников, в средней — зеленоватых аргиллитов. Мощность более 100 м.

Характеристика сводного разреза

Лужская свита представлена комплексом темно-серых и черных аргиллитов и мергелей с прослойками темно-серых песчаников, алевролитов и окремнелых алевролитов и кремней. Обычно это нефлишевое переслаивание, в котором преобладают черные аргиллиты, мягкие тонколистоватые, а иногда по цвету и текстуре аналогичные олигоценым породам Дуклянской зоны (дусинской свиты). В нижней части свиты встречаются прослойки темно-серых мергелей и мергелевидных алевролитов; иногда (бассейн Большой Угольки) эти разности занимают определяющее положение.

Песчаники присутствуют в разрезе обычно в виде редких тонких прослоек. Лишь в юго-восточных районах (бассейн Тисы), возможно, значительно возрастает их роль в сложении нижних горизонтов свиты.

На некоторых участках (в бассейне Косовской, например) в разрезе лужской свиты можно выделить две части. Нижняя характерна, кроме черной окраски, отсутствием флишевых черт. Здесь преобладают аргиллиты черные и темно-серые, массивнослоистые (часто похожие на дусинские), иногда тонкослойчатые и тонкооскольчатые в разной степени известковистые (до мергелей), иногда окремнелые. Среди черной массы встречаются пятна неправильной формы и линзы светло-серого и зеленовато-серого цвета, а также включения гравия и отдельных галек. Местами встречаются прослойки темно-серых глинистых алевролитов, связанных с черными аргиллитами постепенными переходами. Редки в нижней части темноцветного горизонта прослойки серых и темно-серых мелкозернистых песчаников.

Вверх по разрезу постепенно меняется облик свиты. Преобладающие в нижней части ее черные аргиллиты здесь уже занимают подчиненное положение среди темно-серых аргиллитов, алевролитов и песчаников. В чередовании этих разностей пород появляется ритмичность флишевого типа, увеличивается мощность песчаных прослоев и размеры слагающих их зерен. На нижних поверхностях пес-

чаников появляются флишевые скульптурные знаки. Среди глинистых разностей в кровельной части свиты постепенно увеличивается объем серых, а затем и зеленовато-серых аргиллитов. Темноцветная толща приобретает все более четко выраженные флишевые черты.

Мощность лужской свиты можно определить лишь приблизительно, основываясь на максимально обнаженной мощности некоторых частных ее разрезов; в северо-западной части Мармарошского пояса можно говорить как о минимальной величине о нескольких десятках метров. На юго-востоке в бассейне Тисы вскрытая мощность достигает 150—200 м.

Стратиграфическое положение

Описанные темноцветные глинистые образования нормально подстилаются мергелями метовской (на северо-западе) и великобанской (на юго-востоке) свит, содержащими верхнеэоценовые комплексы глобигерин. В самой же лужской свите лишь изредка находим скудные ассоциации агглютинированных фораминифер обычно широкого вертикального распространения. Встречаются здесь и переотложенные сообщества. Выше при описании разреза в ручье Слипеньком упоминался дат-палеоэоценовый комплекс. В ряде обнажений черных аргиллитов лужской свиты в бассейнах Терембли и Шопурки в разное время была найдена эоценовая *Truncorotalia aragonensis* (Nutt), на основании чего раньше эти отложения отнесли к среднему эоцену.

Наибольший интерес представляет находка олигоэоценовых видов в черных аргиллитах ручья Вежанского. Дополнительным критерием для суждения об олигоэоценовом возрасте этих пород может служить внезапное исчезновение глобигериновых сообществ (и почти всех микрофаунистических остатков вообще), в большом количестве содержащихся в подстилающих свиту серых мергелях. Почти полное отсутствие ископаемых остатков и особенно специфические фациальные черты (цвет, текстура, наличие кремнистых прослоев и т. п.) сближает темноцветные образования лужской свиты с олигоэоценом Дуклянской зоны Внешних Карпат.

ЗОНА МАРМАРОШСКИХ УТЕСОВ (МОНАСТЫРЕЦКАЯ ПОДЗОНА)

Шопурская свита

Под этим названием А. Л. Кривин (1960, 1961) выделил флишевую толщу, развитую вблизи северо-западного окончания Мармарошского массива. Стратотипом служил хорошо обнажающийся в бассейнах рек Косовской и Шопурки и на их водоразделе комплекс ритмичных пестроцветных отложений. Учитывая постоянство литолого-фациальных особенностей флишевой толщи, слагающей обширную территорию между Мармарошскими и Пенинскими утесами, мы распространили название «шопурская свита» на весь комп-

лекс ритмичных серых, серо-зеленых и пестроцветных отложений зоны Мармарошских утесов (Дабагян, Круглов, Смирнов, 1965₁).

Шопурская свита развита очень широко. Выходы ее известны от бассейна Косовской на юго-востоке до Боржавы на северо-западе. В направлении с северо-востока на юго-запад эти отложения, в отличие от других свит мела и палеогена (обычно узкими полосами окаймляющих северные и южные утесы), в некоторых районах распространяются по всей ширине области Закарпатских утесов. В таких случаях они контактируют на северо-востоке с меловым флишем Раховской и Поркулецкой зон Внешних Карпат, а на юго-западе — с неогеновыми образованиями Закарпатского прогиба. Обычно же шопурская свита распространена от полосы выходов метовской и лужской свит на северо-востоке до драговских песчаников на юго-западе. Обнаженность этой флишевой толщи такова, что нигде не представляется возможным составить непрерывный разрез, который характеризовал бы все ее стратиграфические горизонты. Поэтому приходится при описании свиты в разных районах ее распространения пользоваться более или менее полными фрагментами, восстанавливая по ним до некоторой степени приближенно облик свиты в целом.

Описание частных разрезов

Бассейн Косовской — Шопурки. На северной окраине села Косовской Поляны в реку Косовскую справа впадает ручей, в разрезе которого выше описывались отложения лужской свиты. Выше по этому ручью наблюдается разрез шопурской свиты.

В 350—400 м выше устья ручья, текущего здесь диагонально к простираннию слоев, в русле начинается обнажение пород, которые почти сплошным выходом прослеживаются до самых истоков. В начале этого обнажения выходят аргиллиты, серые и темно-серые, с нечастыми тонкими прослойками тонкозернистых зеленоватых с поверхности песчаников. Вверх по разрезу (и по ручью) постепенно эти отложения приобретают четкую ритмичность, фракционированную слоистость, характерные иероглифы на нижних поверхностях песчаных прослоев и т. п. В этом же направлении постепенно меняется и окраска глинистых компонентов. Появляются светло-серые, затем зеленовато-серые, зеленые и, наконец, красные аргиллиты. Далее вверх по разрезу красноцветные и зеленоцветные пачки чередуются без всякой видимой закономерности; встречаются пачки до 35—40 м, в которых аргиллиты имеют либо только красную, либо только зеленую окраску, есть пачки с преобладанием одного какого-то цвета, иногда же зеленая и красная окраски равномерно распределяются по разрезу. Весь этот флишевый комплекс в нормальном залегании падает на юго-запад. Вскрытая мощность его достигает 200 м.

В пестроцветях этого разреза найдена микрофауна верхнемелового (?) облика: *Saccamina placenta* G r z., *Hyperamina maxima*

(Friedb.), *Haplophragmoides canariensis* Grz., *Hormosina ovulum ovulum* Grz., *H. ovulum gigantea* Geroch., *Nodellum velascoensis* Cushm., *Trochamminoides irregularis* White, *Ammodiscus subglabratus* Mjatl., *Reophax splendidus* Grz. и др.

Вблизи верховьев описанного ручья на правом склоне долины Косовской вдоль дороги Рахов — Верхнее Водяное имеется несколько крупных обнажений пестроцветного тонкоритмичного флиша шопурской свиты, в котором по сборам С. С. Круглова также были определены верхнемеловые комплексы мелких фораминифер. Затем, однако, в этих обнажениях по сборам Я. В. Совчика и А. Д. Грузман были обнаружены и эоценовые ассоциации: *Hyperammina lineariformis* Mjatl., *Proteonina complanata* (Frank), *Dendrophria latissima* Grz., *D. robusta* Grz., *Trochamminoides irregularis* White, *Recurvooides retroseptus* Grz., *Spiroplectammina spectabilis* Grz. (определение А. Д. Грузман).

В долине ручья Россошки, самого крупного правого притока Косовской, можно проследить разрез каких-то более высоких горизонтов шопурской свиты. Они представлены тонкоритмичным пестроцветным флишем (аналогичным описанному выше) с отдельными пакетами (до 90 м) массивных крупнозернистых песчаников. Мощность около 300—400 м.

Междуречье Шопурки — Лужанки. Далее на северо-запад шопурская свита обнажается в долине Тушака (левого притока Апшицы), в верхнем течении Апшицы и в долине Терешовы.

В долине Тушака свита представлена серо-зеленым и пестроцветным флишем с более или менее равномерно распределенными по всему разрезу пакетами массивнослоистых песчаников мощностью до 30—40 м. Так же равномерно по разрезу распределены и красноцветные породы, занимающие подчиненное по сравнению с серыми и зелеными аргиллитами положение. Среди пестроцветных аргиллитов наблюдаются тонкие прослойки красных и зеленых мергелей. В разрезе Тушака в прослое гравелитов М. И. Петрашкевич нашел нуммулиты, до вида не определенные. Мощность шопурской свиты здесь значительно превышает 1 км.

В разрезе р. Апшицы среди тонкоритмичного серо-зеленого флиша имеются единичные пакеты массивных серых крупнозернистых песчаников, очень слабо сцементированных. В выветрелом состоянии они легко крошатся руками. В этой «рыхлой» массе наблюдаются округлые стяжения, состав которых ничем не отличается от вмещающей их породы, но которые уже с трудом разбиваются молотком. Размеры таких стяжений от нескольких сантиметров до 2—3 м. Здесь же, в бассейне Апшицы (ручей Средний Плавуц), в разрезе шопурской свиты имеются горизонты (до первых десятков метров) гравелитов и мелкогалечных конгломератов, которые, по видимому, тесно связаны с описанными пакетами «рыхлых» песчаников.

В серо-зеленом тонкоритмичном флише в долине Апшицы определен эоценовый комплекс мелких фораминифер: *Globigerina*

eoacaenica Терг., *Proteonina complanata* (Franke), *Haplophragmoides mjalliukae* Masl., *H. walteri* Grz., *Glomospira charoides* (Park. et Jones), *Ammodiscus subglabratus* Mjal. l.

Бассейн Лужанки. По ряду притоков Лужанки можно проследить характер строения верхних горизонтов шопурской свиты и непосредственный переход ее в драговские песчаники. Один из таких разрезов имеется в ручье Звораж, правом крупном притоке Лужанки. От устья ручья вверх по течению на 800—900 м почти без перерывов обнажаются следующие комплексы.

1. Тонко- и среднеритмичное чередование песчаников серых разнозернистых (прослой от 3—5 до 30—50 см, единичные — до 1,2 м) и аргиллитов серых и зеленовато-серых, плотных. На нижних поверхностях песчаных прослоев наблюдаются четкие иероглифы, характерные для шопурской свиты: мелкие бугорки, трубочки, валики и другие биогенные образования. Нередко встречаются совершенно прямые параллельные или перекрещивающиеся остроугольные («граненые») выступы. В нижней части разреза несколько преобладают глинистые породы, кверху же значительно увеличивается роль песчаников. Породы залегают спокойно, моноклинально падая на юго-запад в нормальном положении. Направление и угол падения 50° сохраняются на всех стратиграфических уровнях флишевой толщи, мощность которой здесь достигает 150 м.

2. В 500—550 м выше устья ручья в правом берегу виден непосредственный контакт описанной толщи шопурского флиша с драговской свитой. Последняя представлена здесь слоем гравелитов (мощностью 0,7 м), состоящих из прочно сцементированных хорошо окатанных и отсортированных обломков кварца, серого известняка, серого тонкозернистого песчаника. Контакт между гравелитовым прослоем и ритмичной пачкой несомненно нормальный. В том и другом слое сохраняются элементы залегания: азимут падения 210° , угол 65° при нормальном положении пород.

В подошвенной части гравелитового прослоя найдены остатки крупных фораминифер, определенные как *Nummulites cf. gallensis* Heim (средний эоцен).

3. Выше через 1 м (закрытый участок) выходит уже пятиметровая пачка массивных песчаников драговской свиты.

4. Выше по ручью после тридцатиметрового закрытого участка обнажаются массивнослоистые песчаники и гравелиты драговской свиты. Мощность слоя более 10 м. Азимут падения 190° , угол 70° . Залегание нормальное. Здесь найден также среднеэоценовый *Nummulites montefriensis* Douville.

5. Дальше вверх по ручью на протяжении 300—350 м наблюдается почти сплошной выход массивнослоистых песчаников драговской свиты.

Непосредственный переход отложений шопурской свиты в драговские песчаники можно наблюдать также в бассейне ручья Сушманца, впадающего слева в Лужанку в 600 м выше устья Тиссало. Здесь в левом притоке ручья (очень крутой короткий овраг) видно,

что пачку ритмичного флиша нормально перекрывает слой массивного песчаника (рис. 13).

Шопурская свита в месте контакта представлена зеленовато-серым тонко- и среднеритмичным песчано-глинистым флишем, драговская свита — слоем (3 м) песчаника серого, крупнозернистого, в подошвенной части начинающегося гравелитом. Элементы залегания шопурского флиша и драговских песчаников совпадают: азимут падения 30° , угол 80° , иероглифы (на поверхности песчаников в тонкоритмичной пачке) сверху.

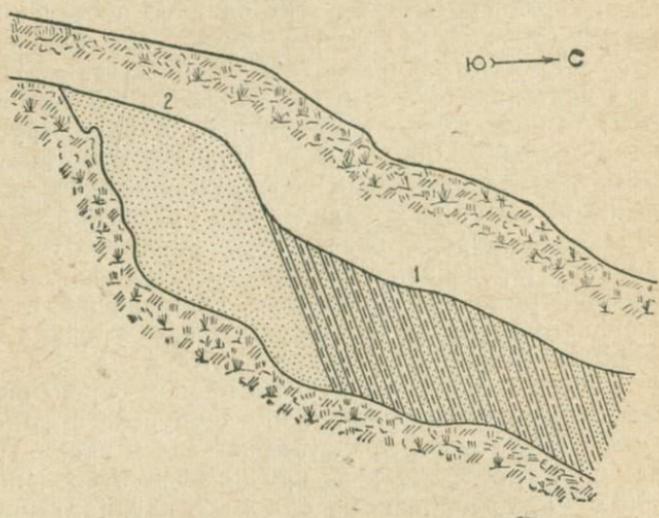


Рис. 13. Схематическая зарисовка контакта шопурской и драговской свит в ручье Сушманце (левый приток р. Лужанки).

1 — тонкоритмичный зеленовато-серый флиш шопурской свиты;
2 — массивные песчаники драговской свиты.

Подобную же картину, когда моноклиальная толща серо-зеленого тонко- и среднеритмичного флиша шопурской свиты нормально перекрывается массивными драговскими песчаниками, можно наблюдать, кроме того, в левом притоке Лужанки ручье Липовце, в левых притоках Теребли у села Драгово и в других местах.

Особенности строения стратиграфически более низких (по сравнению с описанными в бассейне Лужанки) горизонтов шопурской свиты можно проследить по ряду пересечений в междуречье Большой Угольки — Теребли.

Бассейн Большой Угольки. Начиная от устья ручья Рункульского, впадающего в реку слева в 1,2 км ниже устья ручья Каменского, вверх до самых его истоков обнажается дислоцированная толща тонкоритмичного флиша шопурской свиты, сложенная тонкозернистыми серыми с зеленоватым оттенком на поверхности песчаниками и серыми, зелеными и красными аргиллитами. Вблизи

устья ручья в русле Большой Угольки выходит пачка пестроцветного тонкоритмичного флиша, в которой среди зеленых и красных аргиллитов имеются прослой мергелей, аналогичных тем, которые встречаются во всех описанных выше разрезах. Из таких пестроцветных аргиллитов и мергелей определена характерная, по мнению Н. В. Дабагян, для сеномана — турона форма *Uvigerinamina jankoi Majzon*. Затем, однако, в этих же породах по сборам Я. В. Совчика был установлен уже палеогеновый комплекс: *Dendrophrya robusta* Grz., *Saccamina placenta* Grz., *Hormosina ovulum* Grz., *Trochaminoides contortus* Grz., *T. irregularis* White, *Trochamina quadriloba* Grz., *Glomospira charoides* (Park. et Jones), *Recurvoides smugarensis* Mjatl., *Karreriella aegra* (Finlay) (определение А. Д. Грузман).

В правых верхних притоках ручья Рункульского, секущих отложения шопурской свиты вкрест простираня, отдельными участками обнажается серо-зеленый тонкоритмичный флиш. Подчиненное положение занимают зеленые и особенно красноцветные пачки. Среди обычно тонкого чередования песчаников и аргиллитов встречаются пакеты (до 10—12 м) массивных грубозернистых песчаников с гнездами и прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Они состоят из хорошо окатанных обломков (1—2 см) белого и розового кварца; очень редки галечки серого песчаника и красного песчаника триасового типа. В одном из таких пакетов гравелита обнаружен прослой (25 см) серо-зеленых и красных аргиллитов. Чаше встречаются пакеты средне- и груборитмичного флиша. В целом количество песчаных прослоев увеличивается в направлении к верховьям ручья. Отдельные пестроцветные пачки сложены почти целиком зелеными и красными аргиллитами с подчиненными прослоями песчаников. Последние, однако, в таких случаях имеют типично «шопурский» облик: зеленую поверхность, характерные иероглифы и т. п.

Продолжая маршрут вверх по правым притокам Рункульского через водораздел в левые притоки Большой Угольки, можно видеть, как изменяется литологический облик шопурской свиты. Здесь, в левом притоке Большой Угольки, впадающем в 1,2—1,3 км выше устья Каменского, свита сложена массивнослоистыми слойчатými песчаниками с очень редкими прослойками зеленовато-серых аргиллитов и единичными пакетами тонкоритмичного флиша. Эта пачка песчаников, имеющая здесь мощность не менее 150—180 м, залегает моноклиально с падением на юго-запад в нормальном положении. Массивные песчаники подстилаются небольшой по мощности пачкой сильно дислоцированных голубовато-серых массивных аргиллитов с редкими тонкими прослойками песчаников. Эти аргиллиты аналогичны породам пачки 5 в разрезе ручья Слипенького (см. рис. 4).

В ручье Угорском (рис. 14), впадающем справа в Большую Угольку в 1 км ниже устья Каменского, можно наблюдать картину, в целом аналогичную описанной по ручью Рункульскому. Здесь в

нижнем течении ручья также обнажается тонкоритмичная серо-зеленая и пестроцветная толща мощностью в несколько сотен метров, которая севернее (стратиграфически ниже) сменяется грубым флишем (первые сотни метров) с пакетами массивнослоистых песчаников. Последние здесь тоже подстилаются массивными серыми аргиллитами с тонкими (0,5—5 см) прослойками песчаников.

Бассейн Малой Угольки—Теребли. Толща грубого флиша, которым в бассейне Большой Угольки представлены нижние горизонты шопурской свиты, протягивается на северо-запад, слагающая водораздел Малой Угольки—Теребли. А в истоках левой вершины

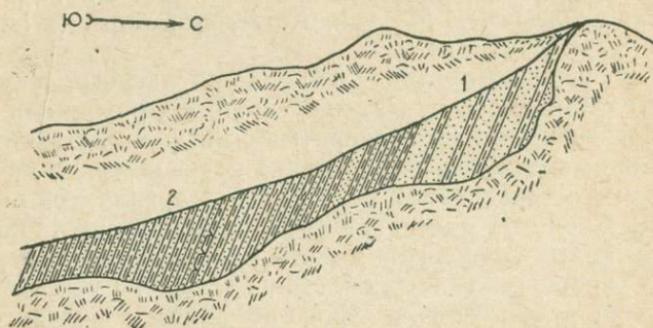


Рис. 14. Схематический профиль отложений нижней части шопурской свиты в ручье Угорском (правый приток р. Большой Угольки).

1 — груборитмичный флиш; 2 — тонкоритмичный серо-зеленый, иногда пестроцветный флиш

ручья Слипенького (левого притока Теребли) видно, как эта груборитмичная толща и подстилающая ее пачка серых массивных аргиллитов залегают гипсометрически выше нефлишевых образований лужской свиты (рис. 4).

Бассейн Рики. Северо-западнее Теребли представление об особенностях строения шопурской свиты можно составить по ряду обнажений в ручье Александров, впадающем в Рику справа между селами Березово и Горинчево.

В устье ручья и на несколько сотен метров вверх по течению обнажается пачка тонкоритмичного флиша шопурской свиты. Серые известковистые мелкозернистые песчаники (1—3 см) переслаиваются с голубовато-серыми темными аргиллитами (1—6 см). В аргиллитах здесь определены верхнемеловые фораминиферы *Hyperammina* aff. *maxima* (Friedb.), *Gyroidina* sp., а в 800 м выше устья обнаружен смешанный комплекс верхнемеловых и палеогеновых видов: *Hormosina ovulum ovulum* Grz., *H. ovulum gigantea* Gerock., *Lituotuba plana* D'ab., *Reophax splendidus* Grz., *Dendrophrya excelsa* Grz., *Saccammina placenta* (Grz.), *Bogdanowiczia gerochi* (Mjatl.).

Серый тонкоритмичный флиш выше по ручью сменяется пачкой

(70—80 см) толстослоистых серых светлых песчаников с прослоями аргиллитов и флишевыми пакетами. Выше долина ручья сложена такой же флишевой толщей, которая выходит в устье ручья. Здесь есть и пачки пестроцветных пород. К одной из них приурочен горизонт вулканогенных образований, названный М. Г. Ломизе и Н. И. Маслаковой (1967 г.) александровским. Здесь, в левом овраге, впадающем в ручей Александров, в 1,3 км выше устья, наблюдается следующий разрез.

1. В 200 м выше устья оврага в русле обнажается пачка пестроцветных (красных и зеленых) аргиллитов. Встречаются тонкие прослойки туфогенного материала, количество которых увеличивается к кровле пачки, где наблюдается окремнение аргиллитов. Мощность 4 м. Азимут падения 70° , угол 40° .

2. На пестроцветах залегают темные фиолетово-серые туфобрекчи андезитового состава. Мощность около 30 м.

3. Выше по оврагу через 1,5 м (закрыто) выходит пачка (2,5 м) серого и зеленовато-серого тонкоритмичного флиша, характерного для шопурской свиты. Падение пород при нормальном залегании согласуется с падением пестроцветной пачки и вулканогенного тела.

В описанных пестроцветах Н. И. Маслакова определила туронский агглютинированный комплекс мелких фораминифер, в перекрывающей вулканические породы серо-зеленой флишевой пачке установлена микрофауна сантона. На этом основании определяется туронский возраст александровского вулканогенного горизонта (Ломизе, Маслакова, 1967). Однако, учитывая полную аналогию описанных пород с образованиями шопурской свиты и частые случаи нахождения меловой микрофауны во вторичном залегании, следует считать переотложенными и эти верхнемеловые комплексы фораминифер.

В среднем и верхнем течении ручья Александрова шопурская свита (ее, по-видимому, более низкие горизонты) сложена тонкослоистыми песчаниками и пакетами тонкоритмичного флиша.

Бассейн Боржавы. На крайнем северо-западе зоны Мармарошских утесов шопурская свита представлена тем же комплексом пород, который характерен для нее на всей площади развития. В сложении свиты здесь принимает участие тот же серо-зеленый тонкоритмичный флиш с более или менее равномерно распределенными по разрезу пестроцветными пакетами и пачками массивно-слоистых песчаников.

Общая характеристика свиты

На основании изучения описанных разрезов и многочисленных (не отмеченных здесь) мелких разрозненных обнажений можно дать более или менее полную характеристику шопурской свиты. Главной ее особенностью является четко выраженный флишевый характер строения, что резко отличает ее от других палеогеновых

комплексов зоны Мармарошских утесов. Основную определяющую роль в сложении свиты во всех частях обширной площади ее развития играет тонкоритмичный флиш, состоящий из серых, обычно с зеленоватой пленкой (на поверхности) мелкозернистых очень крепких песчаников и серых, зелено-серых и зеленых чаще всего известковистых аргиллитов. В целом абсолютно преобладает серая и зелено-серая окраска глинистых пород. В то же время в разных участках зоны на разных стратиграфических уровнях встречаются флишевые пакеты, глинистые компоненты которых окрашены в красно-бурый цвет. В бассейне р. Косовской, например, (на крайнем юго-востоке зоны) красноцветные пачки появляются в нижних частях свиты. Западнее, в разрезе ручья Тушака, они занимают значительный объем в стратиграфически гораздо более высоких (по сравнению с разрезами бассейна Косовской) горизонтах, обнажающихся уже в наиболее внутренней полосе зоны вблизи тектонического контакта с неогеновыми образованиями Закарпатского прогиба. Вверх по Тушаку (вниз по разрезу) красноцветы встречаются, правда, уже в меньшем количестве, практически во всем разрезе свиты. Далее на запад такие красноцветные пачки чаще наблюдаются снова в низах разреза.

В самых общих чертах можно наметить некоторую закономерность в распределении по разрезу красноцветных пачек. Во многих пересечениях несколько больший объем они занимают в нижних частях шопурской свиты, пространственно приуроченных к северо-восточной периферии Монастырецкой подзоны зоны Мармарошских утесов. Верхи же свиты сложены обычно серым и зелено-серым равномерноритмичным флишем, в котором красные аргиллиты встречаются реже. Значительную роль в сложении свиты играют красноцветы и в юго-восточной части зоны, вблизи Мармарошского массива (междуречье Тушака и Косовской). Здесь, как в нижних, так и в верхних частях разреза, встречаются пестроцветные пакеты по несколько десятков метров мощностью.

При общем тонкоритмичном чередовании отдельные части разреза шопурской свиты характеризуются средне- и груборитмичным строением, а иногда и наличием пакетов массивнослоистых песчаников, представляющих собой крупные линзовидные тела. Так, например, в бассейне Большой Угольки вскрытый разрез шопурской свиты начинается пачкой (около 100 м) массивных светло-серых, ржаво-желтых в выветрелом состоянии песчаников с единичными глинистыми прослойками. А уже в бассейне Малой Угольки эта пачка выклинивается, и западнее Малой Угольки низы свиты представлены груборитмичным зелено-серым флишем, в котором средне-, толсто- и массивнослоистые песчаники занимают подчиненное положение. В бассейне Лужанки такие вкладки массивных песчаников наблюдаются в средней части описываемой толщи. В бассейне Апшицы и ее крупных левых притоков (ручьи Большой и Средний Плавуцы) прослеживается мощная линза непрочно сцементированных песчаников с овальными стяжениями более крепких по

род того же состава, что и вмещающая их масса. Эта линза приурочена к средним частям разреза шопурской свиты. Толща драговских песчаников тоже, в конечном счете, представляет собой гигантскую (мощность не менее 1 км) линзу в кровле флишевого комплекса; к юго-востоку, в междуречье Тересвы и Апшицы, эта толща выклинивается, замещаясь тонкоритмичным пестроцветным флишем.

Вероятно, на одном стратиграфическом уровне в средней части разреза шопурской свиты прослеживается пачка (порядка 100—150 м мощностью) характерного тонкоритмичного серого и темно-серого с голубоватым оттенком алеврито-аргиллитового флиша «александровекого типа», обнажающегося в устье ручья Александрова в бассейне Рики. Эта пачка очень хорошо «узнается» в различных частях зоны Мармарошских утесов.

Итак, заканчивая краткое описание шопурской свиты, можно сказать, что она представлена мощным (не менее 2 км) комплексом серо-зеленого тонкоритмичного флиша, в котором на различных стратиграфических уровнях имеются пакеты красноцветов и массивных песчаников, представляющие собой, по-видимому, более или менее мощные линзообразные тела.

Стратиграфическое положение

Стратиграфическое положение описанной флишевой толщи всегда было предметом дискуссии. Сложная структура, отсутствие маркирующих горизонтов, исключительная бедность органическими остатками и очень слабая обнаженность этой толщи создавали условия, при которых почти единственным источником информации о ее возрасте оставались очень редко встречающиеся ассоциации песчаных фораминифер. Принимая к тому же во внимание слабую изученность вертикального распространения этих организмов, а также ряд других, порой субъективных факторов, можно объяснить отсутствие единого мнения по вопросу о возрасте шопурской свиты.

Многие исследователи полагали, что тонкоритмичный пестроцветный флиш перекрывает песчаники драговской свиты, содержащие нуммулиты среднего эоцена. Заключение о верхнеэоценовом возрасте тонкоритмичной толщи делалось на основании комплексов мелких фораминифер (Кульчицкий, Каданер, 1958, стр. 58): *Rhabdammina lineariformis* Mjatl. in litt., *Bathysiphon pseudoculus* Mjatl. in litt., *Proteonina complanata* (Frankе), *Reophax duplex* Grz., *Recurvoides regularis* Mjatl. in litt., *R. aff. retroseptus* (Grz.), *Trochamminoides irregularis* (White), *Karrieriella horrida* sp. n., *Marssonella aff. oxycona* (Reuss), *Globigerina eocaenica* Terq., *Cyclammina amplexens* Grz. и др.

Приведенный список включает в основном агглютинированные виды широкого вертикального распространения. Лишь две последние формы характерны для эоцена,

А. Л. Кривин (1960, 1961) относил шопурскую свиту к верхнему эоцену, приводя список песчаных видов широкого вертикального

распространения: *Rhabdammina lineariformis* Mjatl., *R. robusta* (Grz.), *Hyperammina carpatica* Masl., *Recurvoides retroseptus* (Grz.), *Proteonina complanata* (Franke), *Glomospira gordialis* (Park. et Jones), *Rzehakina epigona* (Pzehak), *Glomospira serpens* Grz., *Trochamminoides irregularis* (White), *T. separabilis* Dab., *T. subcarinatus* Rzehak. (Кривин, Маслов, 1962, стр. 64).

Автор настоящей работы считал вначале возраст шопурской свиты верхнеэоценовым (Дабаган, Круглов, Смирнов, 1965¹). По нашим сборам из пестроцветного флиша были определены комплексы агглютинирующих фораминифер (по которым и устанавливался верхнеэоценовый возраст вмещающих пород): *Rhabdammina* sp., *Proteonina complanata* (Franke), *Haplophragmoides mjatlikae* Masl., *H. walteri* (Grz.), *Glomospira charoides* (Park. et Jones), *Cystammina grzybowskii* Mjatl. in litt., *Ammodiscus subglabratus* Mjatl. in litt., *Karrieriella horrida* Dabag., *Eponides subumbonatus* Mjatl., *Glandulina* sp., *Nodosaria* sp., *Globigerina eocaenica* Terq.

Однако вскоре были доказаны принадлежность драговских песчаников к зоне Мармарошских утесов и нормальное залегание их на флише шопурской свиты (Круглов, Смирнов, 1967¹). Возраст последней был принят среднеэоценовым на основании находки в подошве драговских песчаников *Nummulites gallensis* Heim, *N. montefriensis* Douville. Из отложений метовской свиты, подстилающих, как считалось, толщу шопурского флиша, тогда были известны лишь среднеэоценовые комплексы мелких фораминифер и нуммулитов нижнего эоцена.

В последнее время Я. О. Кульчицким была дана новая трактовка этого вопроса. Зону Мармарошских утесов он расчленил на две подзоны: собственно Мармарошскую — внешнюю и Тарасовскую — внутреннюю (Кульчицкий, 1967). В качестве переходного звена между Пенинской и Мармарошской утесовыми зонами была выделена Драговская подзона*. Согласно этим построениям тонкоритмичный пестроцветный и серо-зеленый флиш участвуют в сложении как Тарасовской, так и Драговской подзон. В первой эта толща не имеет собственного названия, просто выделяются «осадки верхнего мел-палеогена (пестроцветный зеленовато-серый и серый ритмичный песчано-глинистый флиш)» (Кульчицкий, 1967, стр. 38). В Драговской подзоне драговские песчаники подстилаются «комплексом ритмичного пестроцветного и зеленовато-серого флиша калинской (верхний мел) и сушманецкой** (палеоцен — низы среднего эоцена) свит» (там же, стр. 39). Основанием для отнесения единой в литологическом отношении флишевого комплекса к трем разным возрастным свитам послужили находки в некоторых пунктах зон Мармарошских утесов меловой и палеогеновой фауны (см. ниже

* В другом месте цитируемой работы Я. О. Кульчицкой говорит о Драговской подзоне как об элементе Пенинской зоны.

** Термины О. С. Вялова (1954).

Палеонтологическая характеристика шопурской свиты далеко недостаточна для уверенного суждения о ее возрасте. Образцы, многими геологами в разное время отбирившиеся из этих отложений для микропалеонтологических исследований, либо оказывались вовсе пустыми, либо содержали бедные песчаные комплексы широкого (эоцен и шире) вертикального распространения. Полное представление о видовом составе этих комплексов и их стратиграфическом значении дают списки мелких фораминифер, приводившиеся при описании отложений шопурской свиты.

Очень редки в шопурской свите и остатки нуммулитов. Кроме неопределенных до вида форм, обнаруженных М. И. Петрашкевичем в бассейне р. Апшицы, в песчаниках более низких горизонтов свиты, в ручье Жубраковском (бассейн Боржавы), Н. И. Жилевским были найдены нижнеэоценовые нуммулиты: *Nummulites partschii* de la Harpe, *N. nitidus* de la Harpe, *N. rotularius* Deshayes, *N. globulus* Leymerie, *N. cf. praemurchisoni* Nemkov et Barkhatova, *N. mefferti* Panteleev. (Круглов, Смирнов, Совчик, 1967). В подошве перекрывающих шопурскую свиту драговских песчаников определены среднеэоценовые: *Nummulites galensis* Heim и *N. montefriensis* Douville.

В шопурской свите встречается и меловая фауна. Выше упоминались меловые комплексы мелких фораминифер, найденные на правом склоне долины р. Косовской и в бассейне Большой Угольки. Меловые ассоциации найдены в пестроцветных породах шопурской свиты в долине Лужанки: *Plectorecurvroides alternans* Noth., *Haplophragmoides bulloides* (Beissell), *Plectina grzybowskii* Neagu, *Trochammina globigeriniformis* (Jones et Parker).

Кроме меловых комплексов мелких фораминифер, в шопурском флише были встречены остатки иноцерамов. Первая из таких находок была сделана О. С. Вяловым в обнажении пестроцветного флиша у с. Калины, в левом берегу р. Тересвы. На нижней поверхности обломка песчаника здесь был обнаружен отпечаток двух скрепленных створок верхнесенонского *Inoceramus aff. balticus* Böhm. Это послужило основанием для выделения верхнемеловой калинской свиты (Вялов, Пастернак, 1956).

Вторая находка сделана в 1968 г. в аллювии ручья Прислопско-го, правого притока Лужанки. Здесь в 300—400 м выше устья ручья А. И. Головашкин нашел обломок тонкослоистого песчаника с отпечатком (около 5×7 см) створки раковины иноцерама (верхнесенонского, по предварительному определению С. П. Коцюбинского). Обломок этот принадлежит шопурской свите, о чем свидетельствуют как состав и внешний облик песчаника, так и то обстоятельство, что ручей течет в поле развития тонкоритмичного пестроцветного флиша.

Как видим, палеонтологический материал, собранный из описанного флишевого комплекса, неоднороден по своему стратиграфическому значению, в связи с чем его использование для стратификации этих отложений связано с определенными трудностями. Неред-

ко результаты палеонтологического анализа противоречат выводам, сделанным на основе наблюдений над естественными обнажениями. Поэтому приходится констатировать, что фактический материал, которым мы на данном этапе располагаем (результаты изучения многочисленных разрезов и приведенная выше фауна), не позволяют сделать однозначного вывода о возрасте шопурской свиты. Можно лишь предложить варианты решения этого вопроса.

Вариант первый. Комплекс отложений шопурской свиты относится к нижнему — среднему эоцену. Основанием для этого предположения служат:

- 1) находки нижнеэоценовых нуммулитов в нижних горизонтах шопурского флиша;
- 2) находки среднеэоценовых нуммулитов в более высоких его частях;
- 3) моноклинальность толщи шопурского флиша;
- 4) постепенный переход ее в драговские песчаники;
- 5) находки в подошве последних нуммулитов среднего эоцена.

При таком варианте всю микрофауну мелового возраста следует считать переотложенной, тем более что вторичное залегание некоторых меловых комплексов подтверждено находками палеогеновых ассоциаций. Приходится предполагать также переотложенность и найденных в шопурском флише остатков иноцерамов. Однако если нахождение во вторичном залегании фораминифер представляется довольно обычным явлением, то объяснение переотложенности створок раковин иноцерамов наталкивается на определенные трудности. В нашем случае доказательством этого предположения может служить лишь то обстоятельство, что остатки иноцерамов были найдены в породах, которые во всех отношениях идентичны образованиям, содержащим палеогеновую микрофауну.

В литературе имеется немало указаний на находки допалеогеновых макрофаунистических остатков не только в грубообломочных породах (что, вероятно, представляет собой обычное явление), но и в песчаных, алевроитовых и глинисто-карбонатных отложениях палеогенового и более молодого возраста.

В свое время Л. Горвиц (Horwitz, 1935), относя «песчаники из Ярмутье» к палеоцену, доказывал переотложенность найденных в них иноцерамов, по которым Д. Андрусов устанавливал сенонский возраст этих пород. При этом Л. Горвиц ссылаясь на собственные наблюдения и на работы альпийских геологов, находивших обломки иноцерамов в несомненно палеогеновых породах.

В мергелях и известняках близ Анн Факрун (Алжир) был обнаружен *Inoceramus regularis* d'Orb. в комплексе с микрофауной палеоцена (Droger, Vouite, 1951).

В грубозернистых четвертичных песках и алевролитах Северной Атлантики (район Бермудских островов) на глубине от 750 до 3000 м была найдена меловая и эоценовая микрофауна, а также обломки и целые (до 45 мм) раковины пластинчатожаберных моллюсков (Ericson Ewing, Heezen, 1952).

В работе по стратиграфии палеогеновых отложений Греции (Renz, 1955) приводятся многочисленные примеры нахождения в нуммулитовых известняках не только комплексов фораминифер верхнего мела, но и остатков раковин меловых пластинчатожаберных моллюсков и кораллов.

В разрезе эоценовых (возраст установлен по нуммулитам) мергелей на северном побережье Испании К. О. Копп обнаружил *Inoceramus balticus* Vöhm (Корр, 1959).

Итальянский исследователь А. Джакобаччи упоминает о находке иноцерамов «в песчаниках, которым сопутствуют глинистые сланцы с микрофауной олигоцена или олигоцена-миоцена» (Jacobacci, 1963).

Во флише Моденских Аппенин (Италия), олигоценовый возраст которого установлен по фауне мелких фораминифер, были найдены остатки иноцерамов (Maguccì, 1966). Один из этих образцов, определенный как *Inoceramus balticus* Vöhm, представлен двумя соединенными между собой развернутыми створками.

Упоминание о находках обломков раковин иноцерамов в палеогеновых отложениях Восточных Карпат (песчаники покрова Таркеу) находим в работах румынских геологов (Ionesi, 1967).

Объяснить эти случаи можно либо считая переотложенными встреченные в палеогеновых породах иноцерамы, либо допустив возможность их существования и в палеогене. Один из этих вариантов и принимают авторы некоторых цитированных работ. Так или иначе, приведенные факты свидетельствуют о том, что не всегда находки макрофаунистических остатков (в частности иноцерамов) могут быть использованы для однозначного установления возраста вмещающих пород.

Вариант второй основывается исключительно на принятии первичного характера залегания найденных в описанных выше флишевых пестроцветных отложениях (шопурской свите) меловой фауны мелких фораминифер и особенно иноцерамов. Согласно этому варианту нижняя часть толщи тонкоритмичного пестроцветного флиша должна быть отнесена к верхнему альбу — сенону, поскольку в ней найдены: 1) вракоцские комплексы с *Plectrocurvodes alternans* Noth., 2) *Uvigerinamina jankoi* Majzon, характерная, по мнению Н. В. Дабагян, для сеномана — турона; 3) верхне-сенонский *Inoceramus balticus* Vöhm. Эта часть шопурской толщи должна быть в таком случае возрастным эквивалентом соймульских конгломератов, песчаников и алевролитов, а также пуховских мергелей и ярмутского флиша, формировавшихся во Внешней подзоне зоны Мармарошских утесов, и отложений тиссальской, пуховской и ярмутской свит, накопление которых происходило в это время в наиболее внутренних частях бассейна, в пределах Пенинской зоны. Верхние же горизонты тонкоритмичного флиша должны относиться к эоцену (или к палеоцену — эоцену) на основании содержащихся в них комплексов микрофауны.

В настоящее время нет данных, могущих служить убедительным

основанием для отрицания возможности существования такого варианта. Можно лишь еще раз обратить внимание на то, что 1) в некоторых случаях переотложенность меловой микрофауны доказана находками палеогеновых фораминифер; 2) приведенные выше ссылки на литературные источники не позволяют во всех случаях находку остатков иноцерамов безоговорочно трактовать в пользу мелового возраста вмещающих пород; 3) отложения, содержащие меловую (враконскую, сеноман — туронскую и сенонскую) фауну, литологически абсолютно идентичны образованиям, включающим палеогеновые комплексы. Последнее обстоятельство при принятии этого варианта делает практически неразрешимым вопрос о возрасте тонкоритмичного пестроцветного флиша в каждом конкретном обнажении, не содержащем фауны.

Вариант третий. Толща шопурского флиша является нормальным продолжением разреза лужской свиты и относится к олигоцену. Такое предположение основано на результатах изучения разрезов, по которым можно судить о взаимоотношениях шопурской и лужской свит. В описанном выше разрезе ручья Слипенького (рис. 8) взаимоотношения шопурского флиша с залегающими гипсометрически ниже черными глинистыми образованиями лужской свиты, содержащими олигоценовую микрофауну, можно трактовать и как нормальные. На северо-западном окончании Мармарошского массива, на правом склоне долины р. Косовской, в некоторых разрезах наблюдается постепенный литологический переход от верхов лужской свиты (также, по-видимому, олигоценового возраста) к нижней части шопурского флиша (при наличии, однако, тектонических контактов между этими отложениями).

Принять этот вариант не позволяет отсутствие в толще шопурской свиты олигоценовой микрофауны. Кроме того, нигде на территории Альпийской геосинклинальной области неизвестны олигоценовые отложения в подобной пестроцветной флишевой фации. И все же следует считать преждевременным исключение возможности таких построений.

Итак, в качестве рабочего варианта на данном этапе исследований принят первый из приведенных выше вариантов, согласно которому флишевую толщу шопурской свиты следует относить к нижнему — среднему эоцену.

Драговская свита

Вдоль южной периферии зоны Мармарошских утесов между полом развития шопурского флиша на севере и зоной Пенинских утесов на юге прослеживается мощная толща пород драговской свиты (Кульчицкий, Петрашкевич, Хлопонин, 1957). Долгое время считали, что толща драговских песчаников является палеогеновым элементом зоны Пенинских утесов. Предполагалось, что она несогласно залегает на пуховских мергелях южной утесовой полосы и перекрывается тонкоритмичным пестроцветным верхнеэоценовым фли-

шем (Кульчицкий, Каданер, 1958 и др.), т. е. в структурном отношении палеогеновый комплекс представляет собой синклиналь, днище которой сложено верхнеэоценовым (шопурским) флишем, а крылья — драговскими песчаниками на юге и их возрастными аналогами на севере.

Раньше автор также относил драговскую свиту к зоне Пенинских утесов, значительно расширяя ее стратиграфический диапазон (Дабагян, Круглов, Смирнов, 1965). Конгломераты, выходящие в приустьевой части ручья Тиссало и содержащие обломки дат-палеоценовых пород, считались базальными горизонтами драговской свиты.

Наблюдения, проведенные в последние годы — детальное изучение характера сочленения тонкоритмичного флиша шопурской свиты с драговскими песчаниками и выявление особых образований, принадлежащих палеогеновому элементу собственно зоны Пенинских утесов и резко отличных от драговских песчаников по условиям залегания и облику, — позволяют внести существенные коррективы в представления о строении области Закарпатских утесов и убеждают в необходимости отнесение драговской свиты к зоне Мармарошских утесов (Круглов, Смирнов, 1967). Для обоснования этого положения рассмотрим в общих чертах некоторые факты.

1. Песчаники драговской свиты территориально располагаются севернее утесовых выходов юры и их меловой «оболочки».

2. Южная граница отложений драговской свиты (контакт их с меловыми породами Пенинских утесов) имеет, без сомнения, тектонический характер.

3. Нигде у южной границы распространения драговских песчаников не наблюдаются ни базальные горизонты, ни трансгрессивное залегание этих пород на меловых и более древних отложениях зоны Пенинских утесов. Наоборот, драговские песчаники, залегая моноклиналино, причленяются к меловым породам своей кровельной частью.

4. Толща драговских песчаников вместе с мощным комплексом тонкоритмичного флиша шопурской свиты имеет общее моноклиналиное залегание с погружением на юго-запад. Наблюдавшиеся в некоторых местах разрезы, вскрывающие непосредственный контакт этих комплексов, позволяют говорить о нормальном переходе от шопурской к драговской свите.

5. Отложения драговской свиты не наблюдаются западнее бассейна Боржавы, т. е. они выклиниваются там же, где выклинивается зона Мармарошских утесов.

Перечисленные обстоятельства свидетельствуют о том, что драговские песчаники венчают собой палеогеновый разрез зоны Мармарошских утесов и являются составной частью этого тектонического элемента.

Наиболее характерные и представительные разрезы драговской свиты можно наблюдать в бассейнах рек Боржавы, Рики (ручей Полуный), Терепли (левые притоки в районе с. Драгово), Боль-

шой Угольки (ручей Дальний) и Лужанки (ручьи Звораж и Сушманец). В этой части зоны Мармарошских утесов наиболее полно выражены литологические переходы тонкоритмичного шопурского флиша в драговские песчаники, а иногда здесь можно наблюдать и непосредственные стратиграфические взаимоотношения этих комплексов (ручьи Звораж и Сушманец). К востоку от Лужанки характерные особенности драговской свиты проявляются уже менее отчетливо. Здесь, возможно, толща драговских песчаников замещается груборитмичным флишем верхней части шопурской свиты.

Нет необходимости описывать частные разрезы драговской свиты, поскольку на всем протяжении зоны Мармарошских утесов она представлена исключительно однообразной толщей пород. Поэтому можно дать лишь общую характеристику свиты, основанную на изучении многочисленных более или менее полных разрезов, расположенных в указанных выше районах зоны Мармарошских утесов.

На всей площади распространения драговской свиты мы не имеем таких разрезов, по которым можно было бы уверенно судить о ее полном объеме. Все известные нам на данном этапе обнажения делают доступной для изучения лишь какую-то часть свиты, более или менее мощную. Одним из наиболее полных является разрез в бассейне ручья Сурьюка, в котором мощность свиты достигает 1 км. Непосредственный контакт драговской свиты с подстилающим ее комплексом шопурского флиша удалось наблюдать только в бассейне Лужанки (ручьи Сушманец и Звораж). Своими верхами толща драговских песчаников на всем протяжении зоны Мармарошских утесов обращена к меловым отложениям южной, Пенинской утесовой полосы, контактируя с ними тектонически.

Отличительной особенностью литологического состава свиты является абсолютное преобладание песчаников серых в свежем изломе и желтоватых в выветрелом состоянии, средне- и грубозернистых, тонкослоистых и массивных. Кроме пород псаммитовой размерности, в сложении свиты принимают участие и конгломераты, встречающиеся обычно в форме линз, алевролиты и аргиллиты, а также пакеты, представленные тонкоритмичным чередованием песчаников и аргиллитов. Все перечисленные типы пород играют по сравнению с песчаниками резко подчиненную роль в определении общего литологического облика свиты. Их содержание в объеме свиты по приближенным подсчетам не превышает 10—15%. Доминирующая окраска пород серая. Иногда в алевролитах и аргиллитах наблюдается зеленый и голубоватый оттенок. Характерно для драговской свиты отсутствие красноцветных аргиллитов. Лишь в одном обнажении, в селе Драгово, среди массивных песчаников встречаются единичные тоненькие (1—2 см) прослойки аргиллитов со слабым буроватым оттенком. Кстати, взятые из таких прослоек образцы содержат раковинки мелких фораминифер, окрашенные в ярко-красный цвет. Описанный литологический состав драговской свиты хорошо выдерживается на всей площади ее распространения.

Возраст драговских песчаников определялся на основании фауны нуммулитов как средний — низы верхнего эоцена (Кульчицкий, Петрашкевич, Хлопонин, 1957; Кульчицкий, Каданер, 1958 и др.). По сборам С. С. Круглова и автора этих строк из песчаников драговской свиты во многих пунктах зоны Мармарошских утесов (ручей Сурьюк в бассейне Рики, ручей Лунка в междуречье Рики и Теребли, левый приток Теребли в районе Драгово, ручей Одаров в междуречье Теребли и Малой Угольки) определены среднеэоценовые нуммулиты. Обнаруженные здесь многочисленные обильные комплексы состоят из следующих видов: *Nummulites gallensis* Heim, *N. laevigatus* (Brugniere), *N. partschi* de la Harpe, *N. subdistans* de la Harpe, *N. perforatus* (Montfort), *N. cf. distans* Deshayes, *N. murchisoni* Rüttimeyer, *N. globulus* Leymerie, *N. montefriensis* Douville, *N. millicaput* Boubee, *N. atacicus* Leymerie, *Assilina placentula* (Deshayes). По ручьям Лунке (бассейн Хустицы) и Житному (бассейн Боржавы) мы обнаружили *Nummulites millicaput* Boubee, *N. striatus* (Brugniere), *N. pulchellus* de la Harpe (Круглов, Смирнов, 1967). Эти виды относятся уже к верхам среднего — верхнему эоцену.

Находки мелких фораминифер в отложениях драговской свиты — явление исключительно редкое. Часть из них принадлежит геологу Закарпатской экспедиции треста «Киевгеология» Я. Б. Лискевичу. По его сборам определен, например, комплекс фораминифер, тяготеющий к нижнему эоцену: *Globigerina nana* Chal., *G. eocaenica* Terq., *Globorotalia crassata* (Cushman). Образцы, содержащие этот комплекс, взяты из отложений драговской свиты в левом притоке ручья Дальнего (бассейн Большой Угольки). Им же в бассейне Малой Угольки собраны образцы, из которых определена и верхнеэоценовая ассоциация: *Acarinina crassaformis* (Gall. et Wissl.), *Truncorotalia aragonensis* (Nutt.), *Globigerina frontosa* Subb., *G. pseudoeocaena* Subb., *G. eocaenica* Terq., *Globigerinoides subconglobatus* Schutz., *Hantkenina liebusi* Schok.

Комплекс агглютинирующих фораминифер, не позволяющий однозначно судить о возрасте, определен по нашим сборам в бассейне Рики: *Trochamminoides subcoronatus* Grz., *Reophax duplex* Grz., *Ammodiscus periferotenuissimus* Mjatl.

В песчаниках драговской свиты нередко встречаются обломки призматического слоя иноцерамов; редкие прослои аргиллитов иногда содержат меловые спектры спор и пыльцы (Круглов, Портнягина, Смирнов, 1967).

Итак, в числе микрофаунистических ассоциаций, обнаруженных в отложениях драговской свиты, имеются комплексы планктонных фораминифер нижнего и верхнего эоцена, сообщества нуммулитов среднего и верхнего эоцена и агглютированные комплексы более широкого (мел — палеоген) вертикального распространения, встречены здесь и меловые ассоциации спор и пыльцы. Одним же из главных критериев для суждения о возрасте толщи драговских пес-

чаников является ее нормальное залегание на тонкоритмичном флише шопурской свиты.

На основании приведенных данных можно сделать заключение о средне-верхнеэоценовом возрасте драговской свиты.

ЗОНА ПЕНИНСКИХ УТЕСОВ

Вульховчикская свита

При сравнении разрезов меловых и палеогеновых отложений зарубежной и украинской частей Пенинского утесового пояса легко устанавливается более или менее четкая сопоставимость их меловых звеньев. В вопросе же распространения и структурного положения палеогена долго существовала значительная неопределенность. Еще совсем недавно общепризнанным было мнение о том, что палеогеновая часть разреза зоны Пенинских утесов в Советском Закарпатье представлена драговской свитой — толщей массивнослоистых песчаников с редкими пакетами тонкоритмичного зелено-серого флиша (Кульчицкий, 1965; Дабаган, Круглов, Смирнов, 1965; Кульчицкий, 1967 и др.). Эти образования рассматривались как самый северный элемент зоны, трансгрессивно залегающий на пуховских мергелях и других меловых образованиях. Контакт драговской свиты с тонкоритмичным флишем зоны Мармарошских утесов одними геологами принимался за нормальный, другими за тектонический.

Северо-западнее Боржавы, уже за пределами распространения драговских песчаников, к палеогену зону Пенинских утесов некоторые исследователи относят мощную (до 1000 м) песчано-глинистую толщу пород так называемой черникской свиты. Эта толща, залегающая, по мнению авторов, с размывом на меловых породах зоны Пенинских утесов, сопоставляется с бенятинским флишем (Lesko, 1960) Словакии. Флишевый комплекс такой большой мощности действительно развит в районе Свалявы. Однако здесь он, окаймляя с севера мезозой утесов и тектонически с ним контактируя, принадлежит, скорее всего, Дуклянской зоне; он не имеет ничего общего с тем палеогеновым флишем (аналогом нижней части бенятинского), который развит в районе Свалявы южнее выходов меловых и более древних утесовых пород.

Подобную аналогию с бенятинским флишем образований, к Пенинской зоне не имеющих отношения, проводят и некоторые другие геологи. К утесовому палеогену в районе Перечина относят флишевый комплекс южных элементов Магуры, в котором были обнаружены олигоценовые ассоциации фораминифер (олигоценові відклади..., 1968).

Выше, при характеристике драговской свиты приведено обоснование необходимости включения ее в палеогеновый комплекс зоны Мармарошских утесов. К палеогену зоны Пенинских утесов мы (Круглов, Смирнов, 1966, 1968) относим толщу пород, выходящих

на дневную поверхность пространственно южнее драговских песчанников и кое-где отделенных от последних полосой развития юрских и меловых «утесовых» отложений. Эта толща через горизонт базальных конгломератов залегает на размытой поверхности пуховских мергелей и других меловых образований зоны Пенинских утесов. В литературе имеется несколько разных точек зрения по вопросу о структурной принадлежности и возрасте этих конгломератов.

В своих ранних работах мы (Дабагян, Круглов, Смирнов, 1965₁) считали их базальным горизонтом драговской свиты и относили к данию (?) — палеоцену. Н. И. Жилковский (Глуценко и соавт., 1965), сопоставил эти конгломераты с выделенной им в зоне Мармарошских утесов забродской свитой (палеоцен — нижний эоцен).

Конгломераты, выходящие в приустьевой части ручья Тиссало, И. Д. Гофштейн считал верхнепалеоценовыми, выделяя их в самостоятельную лужанскую свиту (Гофштейн, 1966; Гофштейн, Дабагян, 1967). Основанием для отнесения этих конгломератов к верхнему палеоцену в данном случае служили два обстоятельства. Во-первых, И. Д. Гофштейн полагает, что конгломераты в правом борту ручья Тиссало (в 300 м от его устья) залегают с угловым несогласием на пачке «исключительно сильно перемятых тонких слоев известняков, мергелей и аргиллитов, содержащих микрофауну датского яруса» (Гофштейн, 1966, стр. 48).

Действительно, пачка таких дислоцированных пород обнажается ниже по ручью в непосредственной близости от конгломератов. Однако непосредственный контакт здесь не вскрыт, и утверждать факт налегания конгломератов на описанные породы нет основания. И, кроме того, в дислоцированных известняках, мергелях и аргиллитах датская фауна не была обнаружена. В нескольких образцах, взятых С. С. Кругловым и автором из этих пород, определены кампанские и кампан-маастрихтские комплексы мелких фораминифер: *Hormosina ovulum gigantea* Ger o ch, *Marssonella oxycona oculata* Wol o sch., *Clavulina subparisiensis* Gr z., *Globotruncana arca* (Cushm.), *G. stuarti* (Lapp.), *G. linneiana* (Or b) и др.

Говоря о датском возрасте этих пород, И. Д. Гофштейн ссылается на Н. В. Дабагян, определившую из этого обнажения комплекс фораминифер датского возраста. Дело, однако, в том, что комплекс этот происходит не из пачки «исключительно сильно перемятых тонких слоев известняков, мергелей и аргиллитов», а из темно-серых мергелевидных алевритистых аргиллитов (кстати, совершенно недислоцированных), которые присутствуют в виде обломка (небольшой глыбы) уже в самом конгломерате. В образцах, взятых нами повторно из этой глыбы, Н. В. Дабагян также определила датский комплекс мелких фораминифер: *Dorothia bulletta* (Carsey), *Stensiöina caucasica* (Subb.), *Globigerina trivialis* Subb., *G. microcellulosa* M o r o z., *G. trilocolinoides* Plum m., *G. inconstans* Subb., *Globorotalia varianta* Subb.

Вторым обстоятельством, послужившим основанием для установления возраста описываемых конгломератов, явилась находка И. Д.

Гофштейном в конгломерате верхнепалеоценовой ассоциации мелких фораминифер: *Globigerina triloculinoides* Plumm., *G. quadritriloculinoides* Chal., *G. nana* Chal., *Globorotalia praenartanensis* Schütz, *G. aff. aequa* Cushman et Renz.

Здесь следует обратить внимание на одно существенное, на мой взгляд, обстоятельство: ассоциация эта была обнаружена в заполняющем веществе конгломерата. Коль скоро здесь же мы находим переотложенные обломки пород с туронской, кампан—маастрихтской, датской и дат—палеоценовой микрофауной, то вполне логично предположить возможность присутствия в конгломерате и этих верхнепалеоценовых видов во вторичном залегании. Многочисленные случаи переотложения микроорганизмов наблюдаются даже в глинистых породах карпатского флиша и моласс (Круглов, Портнягина, Смирнов, 1967). Тем более внимательно следует подходить к определению возраста конгломератов по микрофаунистическим остаткам.

Как уже отмечалось, описанные конгломераты выделены И. Д. Гофштейном в «лужанскую» свиту. Детальные исследования показали, что эти конгломераты являются базальным горизонтом единой трансгрессивной серии палеогеновых образований зоны Пенинских утесов; для выделения их из этой серии в качестве самостоятельной свиты нет никаких оснований.

Описание частных разрезов

Палеогеновые отложения широко распространены в пределах украинской территории зоны Пенинских утесов. Отдельные мелкие выходы их можно наблюдать на всех участках, где зона не перекрыта неогеновыми эффузивами — от бассейна Ужа до бассейна Тересвы. обнажения палеогеновых пород изучены нами совместно с С. С. Кругловым (рис. 15) в верховьях правых истоков ручья Каменички у советско-чехословацкой границы, в бассейне левых притоков Свалявки, в верховьях ручья Жубраковского (район села Долгого), в верховьях левых притоков Рики у села Горинчево, в бассейне Малой Угольки. Далее на юго-восток значительно возрастает площадь, занятая палеогеновыми образованиями, увеличивается количество их выходов. В некоторых местах здесь уже имеем не отдельные обнажения, а непрерывные разрезы, по которым можно составить четкое представление о литологическом облике, возрасте, мощности этих образований, а также о их взаимоотношениях с более древними отложениями. Наиболее полные разрезы можно наблюдать в верховьях ручья Вульховчика (правый приток Тересвы, текущий параллельно Лужанке, к западу от нее), в правом небольшом притоке ручья Карпиновского, впадающего слева в Большую Угольку севернее церкви в селе Великая Уголька, и в других местах (ручьи Луг и Тиссало — притоки Лужанки, правый приток Тересвы).

Широкое распространение, — литофациальные, возрастные и

структурные аналоги этих отложений развиты и в Утесовом поясе Западных Карпат (Смирнов, 1969), — выдержанность литологических особенностей, приуроченность к одной структурно-фациальной единице, четко определенные литостратиграфический объем и нижняя граница комплекса — все это дает основание для выделения описываемых ниже палеогеновых образований зоны Пеннинских утесов в самостоятельную свиту. Для нее было предложено название вульховчикская — по ручью Вульховчику, где изучен один из наиболее полных разрезов этих отложений (Круглов, Смирнов, 1966, 1968).

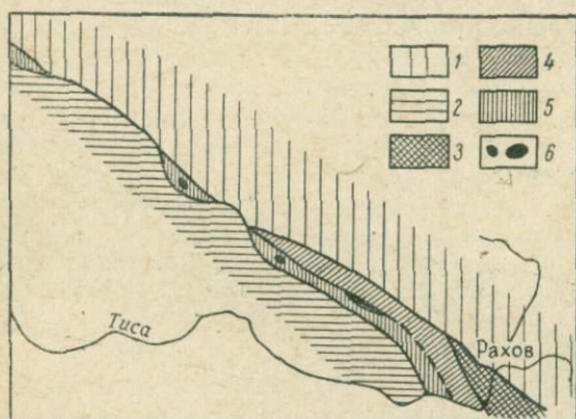


Рис. 15. Схема распространения вульховчикской свиты (по С. С. Круглову и С. Е. Смирнову, 1968): 1 — Внешние Карпаты; 2 — Закарпатский внутренний прогиб; 3 — Мармарошский кристаллический массив; 4 — зона Мармарошских утесов; 5 — зона Пеннинских утесов; 6 — изученные разрезы вульховчикской свиты.

Прежде чем характеризовать свиту в целом, приведем описание некоторых наиболее представительных ее разрезов, изученных в междуречье Большой Угольки — Лужанки.

Ручей Карпиновский — левый приток Большой Угольки. В левой ветви второго снизу правого притока Карпиновского в 70—80 м ниже родника в русле начинается обнажение, которое без перерывов тянется почти до устья потока. Вблизи истоков ручья выходят известняки верхней юры и мергели тиссальской свиты (рис. 16, пачки 1—3). Затем ниже по ручью на протяжении 300—350 м вскрывается непрерывный моноклиальный разрез вульховчикской свиты, который при движении сверху вниз по ручью наращивается кверху.

Начинается он пачкой пород, контактирующей тектонически с тиссальскими мергелями. Эта пачка представляет собой базальный горизонт вульховчикской свиты. Нижняя (стратиграфически) его часть сложена почти исключительно глыбами красных массивных

мергелей пуховской свиты, заключенными в красную же мергельную заполняющую массу. Кверху постепенно появляются обломки песчаников, тиссальских мергелей, юрских известняков и других пород. Вверх по разрезу резко уменьшается количество красных мергелей. Кроме них, в обломочной массе обычны зеленые фукоидные тиссальские мергели, серые песчаники, красные песчаники триасового типа, красные известняки (глыбы объемом до 30—40 м³) и другой «утесовый» материал. Заполняющая масса становится серой песчано-алевритистой или темно-серой и зеленовато-серой — мергельно-глинистой. Среди конгломератов встречаются линзы и прослои гравелитов и грубозернистых песчаников. Описанная пачка обнажается вниз по ручью на 90—100 м.

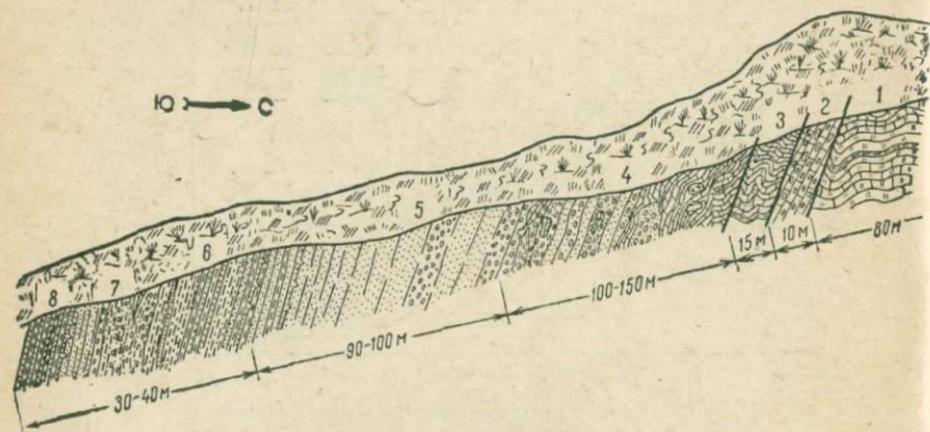


Рис. 16. Схематическая зарисовка разреза вальховчинской свиты в правом притоке ручья Карпиновского (бассейн Большой Угольки).

1 — тонкослоистые кремни и окремненные известняки (мальм?); 2 — красные криноидные и брекчиевидные известняки (мальм); 3 — фукоидные мергели тиссальской свиты; вальховчикская свита; 4 — базальные конгломераты, 5 — толстослоистые гравелиты и песчаники, кверху переходящие в слоистые песчаники с иероглифами, 6 — темно-серые и красно-бурые глинистые алевриты с прослойками песчаников, 7 — «мусорный» конгломерат, кверху переходящий в гравелиты и тонкослоистые песчаники, 8 — тонкоритмичный флиш.

Вверх по разрезу (вниз по ручью) конгломераты постепенно переходят в гравелиты и грубозернистые песчаники, характерные для вальховчикской свиты. Это массивные, обычно нечеткослоистые породы, состоящие из идеально окатанных и хорошо отсортированных по величине (доли мм — первые мм, иногда до размеров крупной горошины или боба) обломков светло-серых известняков, зеленовато-серых мергелей, реже кварцитов и серых песчаников. Обломки прочно сцементированы карбонатным веществом. Среди гравелитов и песчаников имеются линзы и неправильной формы включения конгломератов, аналогичных залегающим ниже. В верхней части этой пачки наблюдается уже более четкая слоистость пород. Глинистых прослоев нет. Мощность пачки массивнослоистых гравелитов и песчаников порядка 50 м.

Вверх по разрезу описанные породы постепенно переходят в пачку песчаников, отличающуюся от залегающих ниже только более тонкой отчетливой слойчатостью. Здесь на нижних поверхностях слоев можно наблюдать уже четкие иероглифы, по которым и устанавливается нормальность разреза и наращивание его кверху при движении вниз по ручью. Слои падают на юго-запад 220° под углом 85° в нормальном залегании. Мощность пачки около 30 м.

Выше стратиграфически залегаёт пачка таких же песчаников, но уже с прослойками алевритистых аргиллитов. В нижней части аргиллиты имеют темный цвет со слабым буроватым оттенком, кверху красно-бурый цвет их становится все более отчетливым; вместе с тем уменьшается примесь алевритового материала. В том же направлении увеличивается и количество глинистых прослоев. В средней части пачки объем песчаных и глинистых (красноцветных здесь) пород примерно одинаков. Далее вверх по разрезу продолжает уменьшаться количество песчаных прослоев, постепенно ослабевает, а затем и вовсе исчезает красно-бурая окраска глинистых компонентов. Верхняя часть пачки сложена уже алевролитами темно-серыми, глинистыми, с редкими буроватыми прослойками, очень редкими тонкими прослойками тонкозернистых песчаников и единичными вкладками красно-бурых, темных мягких аргиллитов. Мощность пестроцветной пачки 8 м.

В образцах из пестроцветных аргиллитов определены обильные ассоциации мелких фораминифер. Наряду с комплексами, относящимися к верхнему мелу: *Matansia striensis* (Dab.), *Stensiöina caucasica* (Subb.), *Marssonella crassa* Marsson., *Globotruncana* aff. *elevata* (Brotzen), *Trochamminoides irregularis* (White), *Gyroidina floralis* White, здесь встречаются и сообщества, тяготеющие уже к низам палеогена: *Nodellum velascoensis* Cushman, *Ammodiscus subglabratus* Mjatl., *Textularia agglutinans* Orb., *Recurvoides regularis* Mjatl., *Hormosina ovulum ovulum* Grz., *Trochamminoides irregularis* (White) и др. Кроме того, в целой серии образцов совместно обнаружены ассоциации, состоящие из верхнемеловых, верхнемеловых — палеоценовых форм и видов, обычных уже для низов палеогена: *Eponides praemegastomus* Mjatl., *Hormosina ovulum gigantea* Geröch., *Marssonella crassa* Marsson., *Matansia striensis* (Dab.), *Spiroplectammina* aff. *incomperta* Mjatl., *Ammodiscus periferotenuissimus* Mjatl., *Trochamminoides irregularis* (White), *Stensiöina caucasica* (Subb.), *Textularia subhaeringensis* Grz., *Ammodiscus subglabratus* Mjatl., *Textularia agglutinans* Orb., *Gyroidina floralis* White, *Dorothia bulletta* (Carsey), *Hormosina ovulum ovulum* Grz.

На пачке пестроцветных пород с небольшим размывом залегаёт слой «мусорных» конгломератов, резко отличающихся от выходящих выше по ручью базальных образований вульховчикской свиты. В темно-серую глинисто-мергелисто-алевритовую заполняющую массу включены редкие обломки песчаников, известняков, мергелей зеленых, фукоидных — тиссальских — и реже красных, пуховских.

Заполняющее вещество конгломерата по составу очень близко к залегающим ниже темно-серым алевролитам и алевритистым аргиллитам верхов пестроцветной пачки. Мощность конгломератов 15 м. Встречаются среди них прослойки конгломератов типа описанных в пачке 5 (в ее верхней части).

«Мусорные» конгломераты сверху постепенно переходят в гравелиты, состоящие из идеально окатанных обломков карбонатных «утесовых» пород. По составу они аналогичны описанным выше гравелитам и песчаникам, но отличаются от них значительно меньшей степенью цементации обломочного материала. Иногда они даже легко крошатся руками. Мощность пачки 3 м.

8. Венчается описываемый разрез пачкой (видимая мощность ее 7 м) тонкоритмичного чередования желто-ржавых средне- и крупно-зернистых песчаников с зелеными и серыми мягкими аргиллитами.

В 200 м ниже по потоку, уже в русле Карпиновского, обнажается небольшая по мощности (2,5 м) пачка такого же серого, желтоватого при выветривании среднеритмичного флиша, в составе которого имеются пакеты гравелитов, состоящих из идеально окатанных обломков карбонатных пород. Такие же гравелитовые пачки наблюдаются среди чередования песчаников и аргиллитов в разрозненных выходах вульховчикской свиты в верховьях левого крупного притока Большой Угольки и в других местах. Отсюда можно заключить, что прослойки гравелитов с идеально окатанными обломками карбонатных пород встречаются в разрезе вульховчикской свиты на разных стратиграфических уровнях.

К востоку от описанного разреза, в верховьях ручья Луг, можно проследить ряд крупных разрозненных выходов вульховчикской свиты, представляющих интерес, в частности, с точки зрения содержащихся в них микрофаунистических остатков.

1. В 300—350 м ниже истоков ручья обнажается серый тонкоритмичный флиш с преобладанием глинистых пород. Слои падают по азимуту 200° под углом 85° в нормальном залегании. В аргиллитах обнаружены сенонские комплексы: *Hormosina ovulum gigantea* Geroch, *Globotruncana arca* Cush., *G. stuarti* Lapp., *G. conica* White, *G. linneiana* (Orb.), *Hyperammina maxima* (Friedb.), *Spiroplectammina dentata* Alth.

2. После пятиметрового закрытого участка ниже по ручью обнажается тот же тонкоритмичный флиш. Азимут падения 200° , угол 85° , иероглифы снизу. Вниз по ручью, вверх по разрезу увеличивается объем глинистых компонентов, прослойки песчаников встречаются все реже и становятся тоньше. Вместе с тем появляются сначала тоненькие слабобуроватые, темно-серые прослойки в общей зеленовато-серой массе аргиллитов, а затем красные прослойки, которые, постепенно увеличиваясь в мощности, занимают в верхней части пестроцветной пачки преобладающее положение. И уже самая верхняя часть (3—4 м по мощности) этой пачки представлена массивными красно-бурыми мягкими аргиллитами с редкими тонкими

(0,5—1,0 см) прослойками алевролитов. Общая мощность тонкоритмичной пачки около 40 м. Из них 12—13 м приходится на пестроцветную часть (начиная с появления первых буроватых прослоек).

Из пестроцветной пачки определены ассоциации мелких фораминифер различного возраста. Здесь найдены комплексы, обычные на Северном Кавказе для верхнего палеоцена (свита Горячего Ключа): *Ammodiscus subglabratus* Mjatl., *Glomospira charoides* (Park. et Jones), *Trochamminoides irregularis* White, *Textularia agglutinans* Orb., *Hyperammina cylindrica* (Glaessn.), *Eponides trümpyi* Nutt., *Karrieriella ignorata* Dabag., *Gyroidina depressaeformis* N. Вукова, в которых, кстати, нередки и верхнемеловые формы: *Parella navarroana* Cushman., *Gaudryina index* Wolch., *G. rugosa* Orb. Определены здесь и сообщества, содержащие виды, характерные для нижнего эоцена: *Acarinina acarinata* Subb., *A. aff. intermedia* Subb., *Globorotalia aff. crassata* (Cushman.), *Gyroidina depressaeformis* N. Вукова, *Chilostomelloides aff. oviformis* (Sherborn et Chapman). Кроме того, встречена и ассоциация сенонских глоботрункан: *Globotruncana conina* White, *G. arca* Cushman., *G. linneiana* (Orb.), *G. stuarti* (Lapp.), *Spiroplectamina dentata* Alth., *Hyperammina maxima* (Friedb.), вместе с которыми определена и дат-палеоценовая форма *Plectina convergens*. И, наконец, в одном образце обнаружен комплекс микрофауны, содержащий сенонские, туронские, кампанские и маастрихтские формы, а также более молодые (эоценовые) виды и виды, имеющие относительно широкое распространение: *Thalmaninella deeckeii* (Frank), *T. apenninica* (Renz). — сенон; *Globotruncana renzi* Thalman — турон; *Globotruncana elevata* (Brotzen), *G. arca* (Cush.) — кампан; *Globotruncana stuarti* (Lapp.) — маастрихт; *Derothia buletta* (Carsey), *Trochamminoides irregularis* (White), *Anomalina danica* (Brotzen), *Pullenia quinquelloba* (Reuss.) — верхний мел-палеоген; *Globorotalia crassata* (Cushman.), *Acarinina acarinata* Subb., *Nuttalloides trümpyi* (Nutt.), *Ammodiscus subglabratus* Mjatl. — нижний эоцен.

3. Через 15 м вниз по ручью обнажается та же пачка зеленовато-серого тонкоритмичного флиша с редкими красноцветными пакетами. Длина ее выхода вниз по ручью с перерывами около 200 м. Породы здесь очень сильно дислоцированы.

4. В 150 м ниже последнего выхода тонкоритмичного флиша в отдельных участках (на протяжении 200 м) ручья обнажаются конгломераты вульховчикской свиты, аналогичные описанным в ручье Карпиновском (см. пачку 7). Это «мусорные» образования, в глинисто-алевроитовой заполняющей массе которых заключены обломки песчаников, известняков, зеленых тиссальских и красных пуховских мергелей и других «утесовых» пород. Иногда заполняющая масса конгломератов состоит из красного пуховского материала, содержащего туронские глоботрунканы.

5. По тектоническому контакту к этим конгломератам приключая-

ется пачка песчаников, которые почти сплошной полосой обнажаются на 400—500 м вниз по течению ручья. Это массивнослоистые слойчатые породы, аналогичные описанным в разрезе второго правого притока ручья Карпиновского. Среди песчаников и мелкогалечных конгломератов, состоящих иногда почти нацело из обломков пуховских мергелей, встречаются пакеты «мусорных» конгломератов, аналогичных описанным выше. Наблюдаются прослои конгломератов таких, которыми сложена верхняя часть базального горизонта свиты в ручье Карпиновском. Хорошо окатанные, заключенные в песчано-гравийную заполняющую массу базального типа, обломки представлены известняками, тиссальскими мергелями, а также кварцитовидными триасовыми песчаниками, гранитами и другими «экзотическими» породами. Кроме конгломератов и гравелитов, в толще массивнослоистых песчаников встречаются пакеты тонкоритмичного флиша. Вся эта толща сильно дислоцирована, сложена в складки, разбита дизъюнктивными нарушениями.

6. В 350—400 м ниже последнего выхода массивнослоистых песчаников начинается обнажение конгломератов, которое почти без перерывов прослеживается вниз по течению на 250—300 м. Конгломераты аналогичны описанным выше в разрезе правого притока ручья Карпиновского (верхи пачки 4). Здесь только обращает на себя внимание обилие валунов и галек гранитов. Среди конгломератов имеются линзы и прослои массивных песчаников, по которым иногда можно определить элементы залегания (азимут падения 190° , угол 65°).

7. Далее вниз по течению ручья обнажается дислоцированная пачка (7 м по мощности) красных пуховских мергелей, отделенных от конгломератов вульховчикской свиты трехметровым закрытым участком.

По описанному выше разрезу можно лишь изучить литологические комплексы пород, входящие в состав вульховчикской свиты. Невысокая степень обнаженности и сильная дислоцированность отложений не позволяют проследить взаимоотношения и последовательность этих комплексов.

В этом отношении описываемый ниже разрез ручья Вульховчик немного отличается от разреза Луга. Но здесь, в Вульховчике, можно наблюдать взаимоотношения базального горизонта свиты с меловыми образованиями зоны Пеннинских утесов.

1. В 120 м выше верхней развилки ручья (в 550—600 м ниже водораздела между Вульховчиком и Липовцом — правым притоком Лужанки) обнажается пачка красных пуховских мергелей и серых мергелевидных алевролитов (ярмутская? свита). Видимая мощность около 40 м.

2. Непосредственно на пачке мергелей залегает (причленяется к ней с юга) базальный конгломерат вульховчикской свиты, который в отличие от описанного в правом притоке Карпиновского совершенно не содержит пуховского материала. Это, по-видимому, объясняет-

ся залеганием конгломератов в этом месте на серых мергелевидных алевролитах. Контакт же, кроме того, осложнен небольшим дизъюнктивным нарушением, что выражается в дислоцированности мергелей и алевролитов, в бороздах скольжения на поверхности конгломератов, в наличии вдоль плоскости сочленения этих пород прерывистой прослойки кальцита. Горизонт конгломератов вниз по ручью обнажается с перерывами на расстоянии около 120 м. Мощность его, по-видимому, не меньше 40 м. В 16 м (по мощности) от контакта с меловыми породами в конгломератах появляются нечастые обломки пуховских мергелей. Есть линзы, сложенные буровато-серым мергельно-алевритовым материалом, единичные пакеты (до 0,8 м) темно-серого мергелистого алевролита с тонкими (доли см — первые см) прослойками мелкозернистых песчаников. Из этих линз и пакетов определены комплексы кампан-маастрихтских глоботрункан.

3. В 8 м ниже последнего выхода конгломератов обнажается пачка тонкоритмичного чередования песчаников и голубовато-серых (ржаво-желтых в выветрелом состоянии) мягких алевролитов. Породы сильно дислоцированы.

Далее вниз по ручью на расстоянии 2,5—2,8 км часто встречаются разрозненные крупные выходы дислоцированных пород вульховчикской свиты. Можно констатировать, что в составе вульховчикской свиты здесь присутствуют те же породы, которыми сложена свита в других разрезах, описанных выше. Кроме тонкоритмичного флиша, здесь обнажаются массивнослоистые слоистые песчаники, гравелиты, состоящие иногда из идеально окатанных обломков карбонатных пород, мелкогалечные конгломераты типа базальных, конгломераты «мусорные» с темно-серой глинисто-алевритовой заполняющей массой. В распределении этих разновидностей пород вдоль маршрута можно отметить некоторую закономерность. Она выражается в том, что тонкоритмичный и среднеритмичный флиш обнажается главным образом в средней части описываемого маршрута. В верховьях ручья и в его нижней части (вблизи известнякового карьера) обнажаются более грубообломочные породы — песчаники, гравелиты и конгломераты.

Взаимоотношения базальных конгломератов вульховчикской свиты с меловыми образованиями зоны Пенинских утесов можно наблюдать в бассейне реки Лужанки. Здесь в правом притоке ручья Тиссало, впадающем в 750—800 м выше его устья, видно, как на размытой поверхности красных пуховских мергелей, содержащих фораминиферы кампана, трансгрессивно залегает разногалечный полимиктовый конгломерат (рис. 17). Слагающие его хорошо окатанные обломки представлены кварцитами, карцитовидными песчаниками, кремнями, серыми юрского типа известняками, фукоидными мергелями тиссальской свиты, гранитами и редко кварцем. Среди обломков встречаются мергели пуховской свиты. Красный мергельный материал присутствует местами и в заполняющей

массе конгломерата. Обычно же последняя представлена псаммитовым и гравийным прочно сцементированным материалом. В конгломерате имеются линзы и неправильной формы включения серых и темно-серых преимущественно крупнозернистых песчаников. Обнаженная мощность пачки конгломератов более 7 м. В залегании конгломератов и подстилающих их мергелей наблюдается угловое и азимутальное несогласие. Мергели у контакта падают на юго-запад 240° под углом 50° . Очень полого ($5-10^\circ$) залегающие конгломераты падают по азимуту 210° .

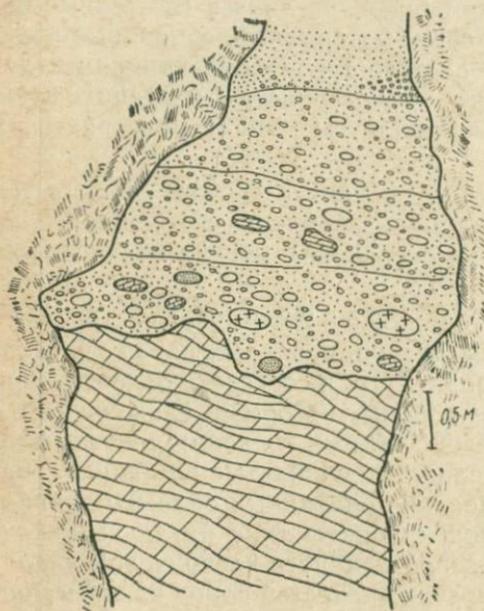


Рис. 17. Характер залегания базальных конгломератов вульховчической свиты на пуховских мергелях (кампан) в ручье Тиссало.

Базальные отложения вульховчической свиты обнажаются и в приустьеовой части ручья Тиссало, в его правом склоне. В составе обломочной части, кроме указанных выше пород, здесь присутствуют небольшие глыбы и более мелкие линзообразные фрагменты серых, зеленовато-серых и зеленых мергелевидных аргиллитов, содержащих обычно комплексы фораминифер мелового и дат-палеоценового возраста. При этом в стратиграфически более высоких горизонтах конгломератов присутствуют обломки аргиллитов с более древними комплексами, чем те, которые определены из обломков в нижних горизонтах. Так, в первом случае здесь определен ком-

плекс глоботрункан верхнего турона—кампана: *Globotruncana coronata* Bolli, *G. elevata* Brötzen, *G. ventricosa* White. На том же стратиграфическом уровне и несколько ниже крупные обломки аргиллита содержат кампан-маастрихтские виды: *Marssonella oxycona* Reuss., *Clavulina subparisiensis* Grz., *Parella navarroana* Cushman., *Hormosina ovulum gigantea* Gerösch, *Globotruncana stuarti* (Lapp.), *G. arca* Cushman., *G. fornicata* Plumm., *Reussella szajnochae* Grz. Еще ниже в нескольких крупных обломках определены уже комплексы дания и дат-палеоцена (среди которых обнаружены и верхнемеловые виды): *Dorothia bulletta* (Carsey),

Stensjöina caucasica (Subb.), *Globigerina trivialis* Subb., *G. microcellulosa* Moros., *G. triloculinoides* Plumm., *G. varianta* Subb., *G. inconstans* Subb., *Hormosina ovulum ovulum* Grz., *Aragonia setchicha* (Keller), *Neoflabellina reticulata* (Reuss.), *Anomalina taylorensis* Carsey, *Globotruncana stuarti* (Lapp.).

Кроме того, Н. В. Дабагян (Дабагян и соавт., 1963) из такой же глыбы * в описываемом конгломерате приводит ассоциацию фораминифер дат-монского возраста: *Globigerina triloculinoides* Plumm., *G. trivialis* Subb., *G. inconstans* Subb., *Dorothia bulletta* (Carsey), *Hormosina ovulum* Grz., *Clavulina angulata* Orb., *Marssonella turris* Orb., *Gyroidina umbilicata* (Orb.).

Характеристика сводного разреза

Как уже отмечалось выше, наиболее представительные разрезы вульховчикской свиты можно наблюдать в междуречье Уголек — Лужанки. Один из них описан выше по ручью Карпиновскому. Он и принят за основу при составлении сводного разреза свиты, дополненного затем результатами изучения многих других, разрозненных обнажений.

Следует отметить, однако, что и здесь в районе наиболее широкого развития пенинского палеогена редко встречаются разрезы, по которым можно было бы проследить стратиграфическую последовательность всех слагающих свиту толщ. Поэтому взаимоотношения выделенных в сводном разрезе литологических комплексов (рис. 18) имеют различную степень обоснованности. Полевыми наблюдениями установлены контакты базальных конгломератов с подстилающими пуховскими мергелями и перекрывающими гравелитами и песчаниками. Стратиграфическое же положение и взаимоотношения в сводном разрезе верхней флишевой толщи предполагаются лишь по ряду косвенных признаков, в том числе и по результатам микропалеонтологических исследований.

1. Базальные горизонты вульховчикской свиты представлены полимиктовыми средне- и крупногалечными (до валунных, а иногда и глыбовых) конгломератами, с угловым несогласием залегающими на размытой дислоцированной поверхности пуховских мергелей. В некоторых разрезах самые нижние горизонты конгломератов состоят из красного пуховского материала с включениями редких обломков других пород. Обычно роль пуховского материала резко уменьшается вверх по разрезу, и уже в 3—5 м выше их подошвы пуховские мергели присутствуют только в виде небольших обломков, постепенно исчезая совсем. Иногда же нижние горизонты конгломератов имеют обычный облик, и пуховский материал присутствует в них в небольшом количестве.

Кроме пуховских мергелей, обломки в конгломерате представ-

* Автор цитируемой работы, однако, ошибочно считает глыбу, из которой приводится комплекс фораминифер, корневым выходом.

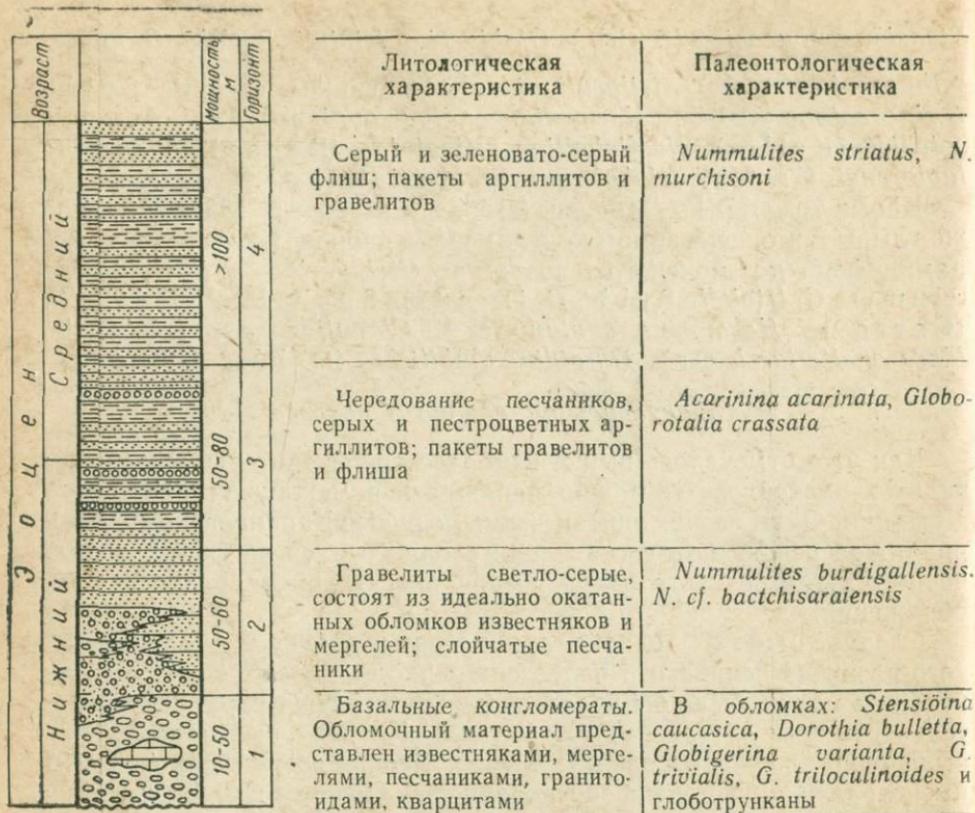


Рис. 18. Сводный стратиграфический разрез вульховчикской свиты (составили С. С. Круглов и С. Е. Смирнов).

лены известняками триасового и юрского типа, фукоидными мергелями тиссальской свиты, песчаниками, т. е. породами, обычными для мелового разреза зоны Пенинских утесов. Часто встречаются гальки и валуны экзотических пород: гранитов, гранодиоритов, липаритов, фельзитов, кварцитов, кварцитовидных песчаников. Весь обломочный материал (кроме пуховских мергелей) хорошо окатан и заключен в прочно сцементированную песчано-гравийную заполняющую массу. Мощность базального горизонта конгломератов трудно оценить однозначно. В некоторых разрезах она не превышает 10—25 м, в других достигает 40—50 м. Кроме того, иногда такие же конгломераты поднимаются и выше по разрезу, переслаиваясь с гравелитами и грубозернистыми песчаниками, залегающими в других местах выше базального горизонта.

Описанные конгломераты являются одной из наиболее характерных для вульховчикской свиты пород. По литологическому составу они легко «узнаются» в различных частях зоны Пенинских утесов. Иногда же (при отсутствии коренных выходов) только по наличию

в аллювии валунов гранитоидов и другой экзотики можно судить о присутствии в этом районе отложений пенинского палеогена.

2. Другой характерной разностью являются массивнослоистые гравелиты и грубозернистые песчаники, нормально перекрывающие базальный горизонт или переслаивающиеся (в некоторых разрезах) с пакетами конгломератов. Очень яркой отличительной чертой этих пород является то, что состоят они из идеально окатанных и хорошо отсортированных обломков сугубо «утесового» материала — известняков и тиссальского типа мергелей. Имеются здесь и горизонты гравелитов, в составе обломков которых значительную роль играют зерна кварца, фрагменты розовых (триасовых?) кварцитов и черных кремнистых пород. Но все-таки для описываемого горизонта наиболее характерной и запоминающейся разностью являются светло-серые гравелиты, состоящие из идеально окатанных обломков карбонатных пород, заключенных в алевритовую заполняющую массу с глинисто-карбонатным цементом. В некоторых разрезах свиты среди гравелитов имеются отдельные флишевые пакеты и прослои массивных мергелевидных алевритистых аргиллитов. Мощность этого горизонта достигает, по-видимому, 50—60 м.

Гравелиты нормально перекрываются аналогичными по составу песчаниками, в которых уже видны четкая слоистость и иероглифы. Эти песчаники в некоторых разрезах замещают, по-видимому, какую-то часть описанных выше гравелитов. Мощность песчаной пачки очень изменчива. В одних местах она измеряется первыми десятками, в других же (р. Лужанка) — первыми сотнями метров.

3. Стратиграфически выше толщи гравелитов и массивнослоистых песчаников залегает комплекс пород, представленный слойчатыми песчаниками, средне- и тонкоритмичным флишем с пакетами пестроцветных аргиллитов и массивнослоистыми темно-серыми алевритистыми аргиллитами, среди которых также иногда имеются пестроцветные глинистые прослои. Здесь присутствуют и пакеты гравелитов, аналогичных описанным выше. Местами наблюдаются пачки «мусорных» конгломератов, в темно-серой глинисто-алевритовой заполняющей массе которых заключены обломки карбонатных пород. Эти конгломераты фиксируют, по-видимому, кратковременный перерыв в накоплении осадков вульховчикской свиты. Мощность описанного комплекса значительно изменяется, достигая, вероятно, нескольких десятков метров.

4. Венчается разрез вульховчикской свиты толщей тонко-, средне- и груборитмичного флиша, основными компонентами которого являются серые, темно-серые и зеленоватые аргиллиты, серые мелкозернистые тонко- и среднеслоистые песчаники. Иногда встречаются пакеты массивнослоистых плотных голубовато-серых алевритистых аргиллитов и характерных для вульховчикской свиты гравелитов. Нередки пакеты желтоватых в выветрелой поверхности массивнослоистых плитчатых песчаников с мелкими четкими иероглифами на нижних поверхностях и массой черного детрита на

плоскостях наложения. Мощность флишевой толщи, по-видимому, не менее 100 м. Кровли ее нигде не удавалось наблюдать. В имеющихся же разрезах эти отложения интенсивно дислоцированы, что затрудняет точное определение их мощности.

Стратиграфическое положение

При определении стратиграфического положения описанного комплекса пород вульховчикской свиты я принимаю во внимание ряд обстоятельств, в числе которых прямое использование микрофаунистических ассоциаций для установления возраста вмещающих их пород не занимает ведущего места.

1. Выделенные в составе вульховчикской свиты литологические комплексы прослеживаются в пределах только зоны Пеннинских утесов. Характер обнаженности пород и сложность структуры зоны не позволяют наблюдать полного разреза во всех частях региона. Однако некоторые компоненты этого разреза (особенно конгломераты и гравелиты, а иногда и пестроцветные пачки) отмечаются практически на всех отрезках зоны Пеннинских утесов (речь идет о ее украинской части), где она выходит из-под покрова миоценовых образований. И уже в междуречье Уголек-Лужанки видно, что эти разобщенные в других местах пачки пород являются элементами единой последовательности осадочных образований. Это дает основание выделять в зоне Пеннинских утесов самостоятельный литостратиграфический комплекс.

2. Не рассматривая пока его палеонтологическую характеристику, следует подчеркнуть, что в литофациальном отношении этот комплекс не имеет даже отдаленных аналогов во всем меловом разрезе зоны*. Данное обстоятельство уже позволяет говорить о необходимости отнесения описанного комплекса отложений именно к палеогеновой части разреза зоны Пеннинских утесов.

3. В пользу этого же свидетельствует и трансгрессивное залегание базальных горизонтов вульховчикской свиты на размытой поверхности пуховских мергелей. В ручье Тиссало, например, конгломераты залегают на горизонтах пуховской свиты, охарактеризованных кампанской микрофауной. Наличие в зоне Пеннинских утесов верхнемеловых разрезов, в которых выделяются кампан и маастрихт в фациях пуховских мергелей и ярмутского флиша (последний связан нормальными постепенными переходами с мергелями кампана), говорит о более молодом, по крайней мере послемаастрихтском, возрасте этих конгломератов.

4. Основным свидетельством палеогенового возраста описываемого

* Исключением является ярмутская свита (кампан — маастрихт), с отложениями которой в какой-то мере можно сопоставить пестроцветный флиш вульховчикской свиты. Однако характер взаимоотношений этих свит с подстилающими их образованиями и другие данные не позволяют проводить аналогии между этими комплексами.

мой свиты является наличие в ее базальных конгломератах обломков пород, содержащих микрофауну верхнего мела и палеоцена. Выше приведены списки верхнетуронских, кампан-маастрихтских, датских и дат-палеоценовых комплексов. Последнее служит достаточным основанием для установления по крайней мере нижнего предела возраста вульховчической свиты. Очевидно, что накопление ее базальных отложений началось не ранее позднего палеоцена.

5. Более высокие стратиграфические горизонты также охарактеризованы микрофауной. При описании отдельных разрезов приводились обнаруженные в них разновозрастные микрофаунистические ассоциации (сеноманские, туронские, сенонские, палеоценовые и нижнеэоценовые). При этом в некоторых образцах были найдены смешанные разновозрастные (от сеномана до нижнего эоцена) комплексы мелких фораминифер. В целом ряде других обнажений вульховчической свиты определены также верхнемеловые и палеоценовые ассоциации. Кроме того, в гравелитах и грубозернистых песчаниках в некоторых разрезах свиты (верховья ручья Каменички в бассейне Ужа, ручьи Карпиновский и Вульховчик) были найдены нуммулиты. К сожалению, образцы, взятые из коренных выходов, определить до вида не удалось. Заключение о видовом составе нуммулитовых комплексов были получены только по образцам, взятым не в коренном залегании. Так, в верховьях ручья Вульховчика С. С. Кругловым были найдены обломки гравелитов и грубозернистых песчаников, по вещественному составу аналогичные описанным выше. В них определен нижнеэоценовый (или ниже-среднеэоценовый) комплекс: *Nummulites burdigalensis* de la Harpe, *N. cf. bactchisaraiensis* Rozlozsnik, *Assilina* sp. В правом притоке Лужанки в обломке песчаника, найденном С. С. Кругловым, обнаружены среднеэоценовые виды: *N. striatus* (Vigniere), *N. muchisoni* Rüttemeyer.

Из приведенной палеонтологической характеристики отложений вульховчической свиты следует, что большинство комплексов мелких фораминифер (которые, кстати, благодаря своему нахождению в коренных выходах для установления возраста свиты более надежны) являются переотложенными. По-видимому, правильно будет принимать за основу в данном случае наиболее молодые, т. е. нижнеэоценовые ассоциации, учитывая вместе с тем, что такая датировка вмещающих эти ассоциации пород не может считаться окончательной, т. е. на данном этапе исследований эти нижнеэоценовые комплексы должны быть приняты в качестве «инситных», что может быть опровергнуто находками в коренном залегании более молодых фаунистических сообществ. При таком допущении логичнее всего предположить, что в первичном залегании находятся и нижнеэоценовые нуммулиты, обнаруженные в верховьях ручья Вульховчика, поскольку, судя по общей геологической ситуации в этом разрезе и по отдельным выходам здесь пород вульховчической свиты, можно считать, что происходят они из горизонта гравелитов

и грубозернистых песчаников, подстилающего в нормальном разрезе пестроцветные отложения с нижнеэоценовой микрофауной. Предположение о первичном залегании указанного комплекса нуммулитов до некоторой степени подтверждается находкой нижнеэоценового *Nummulites planulatus* (L a m a r c k) в массивных песчаниках, залегающих над базальным горизонтом вульховчикской свиты в левом притоке Лужанки. Эта находка сделана Я. О. Кульчицким и П. Ю. Лозыняком.

Исходя из приведенного выше фактического материала и возможной его интерпретации, следует считать наиболее вероятным предположение о том, что накопление осадков вульховчикской свиты происходило в интервале времени от раннего эоцена (или, возможно, даже от завершающих этапов позднего палеоцена) по крайней мере до среднего эоцена включительно.

Установление на территории Украинских Карпат собственно утесового (пенинского) палеогенового комплекса — вульховчикской свиты дает возможность четко сопоставить палеогеновые образования Пенинского утесового пояса на всем его протяжении (Смирнов 1969₁).

СТРУКТУРА ПАЛЕОГЕНОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Область Закарпатского глубинного разлома, занимая промежуточное между Внутренними и Внешними Карпатами положение, является тем объектом, выяснение деталей строения которого имеет существенное значение для решения принципиальных вопросов истории развития Карпат. Важность расшифровки тектоники этой области и механизма образования ее структур подчеркивается многими исследователями. Однако до сих пор в сводных работах по тектонике и структурному районированию Украинских Карпат рассматриваются обычно лишь внешние части региона. Характеристика же Пенинской и особенно Мармарошской утесовых зон в таких работах либо не приводится вовсе (Хаин и соавт., 1965), либо дается в общей форме (Кульчицкий, 1958, 1966; Вялов, 1965, 1966). Некоторые же работы (из крайне ограниченного числа исследований, в той или иной степени освещающих структуру непосредственно утесовых зон) содержат выводы, весьма слабо обоснованные фактическим материалом (Гофштейн, Краевская, 1966).

Ниже излагаются представления автора о структурных особенностях палеогеновых комплексов Мармарошской и Пенинской утесовых зон, сложившиеся в итоге личных наблюдений в этом регионе, а также на основании анализа результатов предшествующих исследований и проведенных здесь съемочных работ.

Мармарошская и Пенинская утесовые зоны описываются отдельно, поскольку наряду с чертами сходства они имеют существенные различия как в стратиграфическом разрезе, так и особенно в стиле тектоники.

ЗОНА МАРМАРОШСКИХ УТЕСОВ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ОКОНЧАНИЕ МАРМАРОШСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Начинаясь в бассейне Шопурки, зона Мармарошских утесов протягивается к северо-западу, постепенно сужаясь и выклиниваясь в бассейне Боржавы. На востоке она сочленяется с окраиной Мармарошского кристаллического массива, на северо-востоке примыкает к Раховской зоне Внешних Карпат, а на юго-западе граничит

с зоной Пенинских утесов. Самая крайняя юго-восточная часть зоны Мармарошских утесов имеет нечеткую юго-западную границу, условно проводимую по выходам на дневную поверхность неогеновых отложений Солотвинской впадины Закарпатского внутреннего прогиба.

Вдоль внешней периферии зоны Мармарошских утесов прерывистой и сильно изменчивой по ширине полосой выходят меловые отложения (соймульская свита с утесами-олистолитами известняков и пуховские мергели), сменяющиеся к югу палеогеном. Комплекс палеогеновых образований (метовская и лужская свиты, толща шопурского флиша и драговские песчаники) играет основную роль в сложении зоны. Именно поэтому специфические особенности ее строения в значительной мере определяются структурными взаимоотношениями отдельных компонентов палеогеновой толщи.

Здесь следует отметить одно обстоятельство, игравшее определенную роль в формировании взглядов на структуру палеогенового комплекса зоны Мармарошских утесов. Этот комплекс, развитый между северной и южной полосами утесов (его называют иногда «межутесовым флишем»), не считали элементом именно Мармарошской утесовой зоны. Речь шла обычно о палеогене Мармарошско-Пенинской зоны (Кульчицкий, 1958 и др.), Утесовой зоны (Глушко и соавт., 1963; Гофштейн, Краевская, 1966) или Мармарошской и Пенинской зон (Глушко, Кульчицкий, Шакин, 1965), т. е. большинством исследователей комплекс палеогеновых отложений принимался в качестве геологического тела, общего для обеих — Мармарошской и Пенинской — утесовых зон. Это, вероятно, и явилось основой существующего и до настоящего времени (Беэр, Бызова, 1967) мнения о том, что так называемый «межутесовый палеогеновый флиш» выполняет крупную синклиналь, расположенную между северной и южной утесовыми полосами.

Комплекс пород, слагающих зону Мармарошских утесов, и, в частности, вся толща палеогеновых образований в структурном отношении представлялась нам единым наклоненным к юго-западу моноклинальным блоком (Круглов, Смирнов, 1967₂). Основанием для такого заключения служили наблюдения над внутренней структурой меловых и палеогеновых отложений и (иногда) над взаимоотношениями отдельных литолого-стратиграфических комплексов, а также сделанные по микропалеонтологическим данным заключения о возрасте метовской и шопурской свит (соответственно даний — средний эоцен и средний эоцен). Однако дальнейшие палеонтологические исследования дали материал, свидетельствующий о верхнеэоценовом и олигоценовом возрасте верхних горизонтов метовской свиты (Смирнов, 1969₂). В нижних же частях шопурской свиты в ручье Жубраковском еще раньше были обнаружены нижнеэоценовые нуммулиты (Круглов, Смирнов, Совчик, 1967₁).

Эти обстоятельства обусловили необходимость разделения зоны Мармарошских утесов на две подзоны (Буров и соавт., 1971). Внеш-

няя (Вежанская) подзона представлена меловыми образованиями (соймульская, пуховская и ярмутская свиты) и отложениями метовской и лужской свит (нижний эоцен-олигоцен), с небольшим размывом залегающими на породах маастрихта. Во внутреннюю (Монастырецкую) подзону входит мощная толща шопурского флиша (нижний-средний эоцен) и драговских песчаников (средний-верхний эоцен).

Следует, однако, отметить проблематичность выделения в комплексе отложений зоны Мармарошских утесов двух подзон, разделенных региональным продольным разрывом. Дело в том, что этот разрыв проводится исключительно на основе палеонтологических данных и не подтвержден пока наблюдениями над разрезами. Кроме того, изучение взаимоотношений лужской и шопурской свит в естественных обнажениях дает материал, позволяющий делать иные построения. Например, в описанном выше разрезе ручья Слипенького (рис. 4) взаимоотношения шопурской и лужской свит (эти отложения здесь разделены небольшим необнаженным участком) можно интерпретировать и как нормальные. Во многих других разрезах (когда выходы пород шопурской и лужской или метовской свит наблюдаются в непосредственной близости друг от друга) шопурский флиш обнажается гипсометрически выше, а пространственно южнее пород лужской и метовской свит, что наряду с обычным в таких случаях моноклинальным залеганием обоих комплексов создает впечатление нормальных взаимоотношений между ними. Литологическое сходство верхних частей лужской свиты в бассейне Косовской с низами обнажающегося гипсометрически выше шопурского флиша наводит на мысль о тесной связи седиментации этих двух комплексов.

Все это дает основание, выделяя в зоне Мармарошских утесов две самостоятельные структурно-фациальные единицы, допускать возможность и другого (более раннего) варианта, согласно которому вся зона представляет собой единый моноклиальный облок. Для окончательного решения этого вопроса необходимо провести детальное изучение контактов метовской и шопурской свит. А пока приходится делить зону Мармарошских утесов на две подзоны (рис. 19). Такое разделение, однако, не противоречит мнению о моноклиальности как основной особенности внутреннего строения зоны Мармарошских утесов. На некоторых участках Внешней подзоны (ручей Кузя в бассейне Рики, р. Теребля и ее левый приток, ручей Монастырский) можно проследить непрерывные разрезы меловых пород (конгломераты, песчаники и алевролиты соймульской свиты, пуховские мергели и ярмутский флиш), залегающие моноклинально с падением на юго-запад. Такое же моноклиальное строение имеют и толщи палеогеновых отложений Внешней и Внутренней подзон. Эта особенность резко отличает зону Мармарошских утесов от всех других тектонических элементов Карпат, для которых обычными являются наряду с чешуйчато-покровными и крупными складчатые формы.

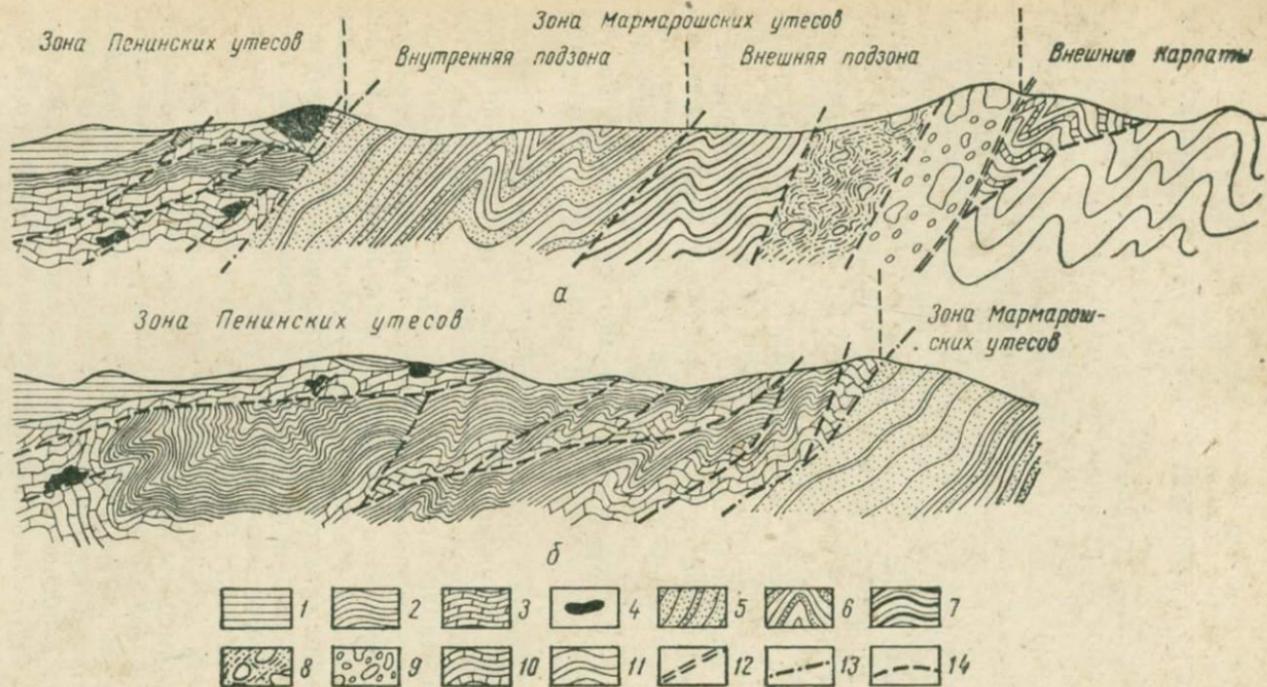


Рис. 19. Схематические геологические разрезы через Пенинскую и Мармарошскую утесовые зоны.

a — в бассейне Большой Угольки; *b* — в бассейне Вульховичка (по В. С. Бурову и др., 1971).

Зона Пенинских утесов: 1 — неогеновые образования, 2 — вульховичская свита (нижний — средний эоцен), 3 — тиссальская, пуховская и ярмутская свиты (апт-маастрихт), 4 — известняки юры — неокома, песчаники и гравелиты триаса (тектонические отторженцы); зона Мармарошских утесов: 5 — драговская свита (средний — верхний эоцен), 6 — шопурская свита (нижний — средний эоцен), 7 — метовская и лужская свиты (нижний эоцен — олигоцен), 8 — песчаники и алевролиты соймульской свиты с олистолитами или биогермами известняков (альб-сеноман), 9 — конгломераты соймульской свиты (апт? — альб); Внешние Карпаты: 10 — раховская свита (нижний мел), 11 — меловой флиш; 12 — Мармарошский надвиг; 13 — Пенинский надвиг; 14 — прочие разрывные нарушения.

В качестве иллюстрации приведем краткое описание разрезов по ряду пересечений в различных участках зоны Мармарошских утесов. В совокупности по всем этим разрезам можно проследить: 1) структуру отложений метовской и лужской свит; 2) взаимоотношения их с шопурским флишем; 3) переход шопурской свиты в драговские песчаники; 4) структуру драговских песчаников и их взаимоотношение с меловыми образованиями зоны Пеннинских утесов. Более сложной задачей (при карпатской степени обнаженности) является прослеживание деталей структуры мощной толщи флиша шопурской свиты, не содержащей маркирующих горизонтов. Однако, хотя бы в первом приближении, решать эти вопросы можно по некоторым разрезам в междуречье Теревли — Лужанки.

1. Моноклинальное залегание пород метовский и лужской свит прослеживается в ручье Слипеньком — левой ветви левого притока Теревли, ручья Монастырь (рис. 4). Дислоцированность наблюдается только в нижнем горизонте (пачка 2). В его верхах, однако, уже породы залегают моноклинально, спокойно падая на юго-запад. Такое же юго-западное падение при ненарушенном залегании пород характерно для мергельного горизонта метовский и для аргиллитов лужской свит.

В западной части зоны Мармарошских утесов (правые притоки ручья Долгого в бассейне Боржавы, ручей Вежанский в бассейне Малой Угольки) можно наблюдать подобное описанному моноклинальное залегание пород метовской и лужской свит. В большинстве же пунктов структура этого комплекса сильно усложняется продольными и поперечными дизъюнктивными нарушениями, по которым местами (бассейн Лужанки — Тересвы) шопурский флиш, слагающий выдвинутый далеко к северу блок, контактирует уже с меловыми образованиями Вежанской подзоны или даже Внешних Карпат.

2. В истоках ручья Слипенького гилсометрически выше моноклинальной толщи пород лужской свиты обнажаются отложения шопурской свиты. Последние представлены здесь пятидесятиметровой пачкой голубовато-серых аргиллитов с редкими прослойками песчаников (рис. 4, пачка 5), постепенно переходящей в толщу зелено-серого тонкоритмичного флиша с пакетами массивнослоистых песчаников. В этой толще также наблюдается моноклинальное падение на юго-запад при нормальном ненарушенном залегании пород.

В истоках Слипенького обнажаются какие-то более низкие (около 100—150 м) горизонты шопурской свиты. Эти же образования — тонкоритмичный зелено-серый флиш с пакетами массивнослоистых песчаников — прослеживаются по простиранию к юго-востоку, в верхнем течении ручья Угорского (правый приток Большой Угольки). Здесь (рис. 14) видно, как эта моноклинально залегающая с падением слоев на юго-запад толща груборитмичного флиша сменяется моноклинальной же толщиной тонкоритмичного зелено-серого флиша, в которой массивнослоистые песчаники почти отсутствуют, но местами появляются пакеты пестроцветных пород. Прослеживая эту толщу к юго-западу уже вкрест простирания, видим, что она

в бассейнах Большой Угольки и Лужанки смята в мелкие, часто изоклинные складки, которые, однако, лишь осложняют ее общую моноклиную структуру.

3. Переход шопурского флиша в драговские песчаники хорошо прослеживается в правом и левом притоках Лужанки — ручьях Звораже и Сушманце. В небольшом поточке, впадающем слева в Сушманец в 1 км выше устья последнего, видно, как моноклиная сероцветная флишевая пачка шопурской свиты нормально перекрывается такой же моноклиной толщей драговских песчаников (рис. 13). В обеих толщах сохраняется спокойное северо-восточное падение при опрокинутом (нероглифы сверху) залегании пород. Совершенно аналогичный изображенному на рис. 13 разрез можно наблюдать и в ручье Звораж.

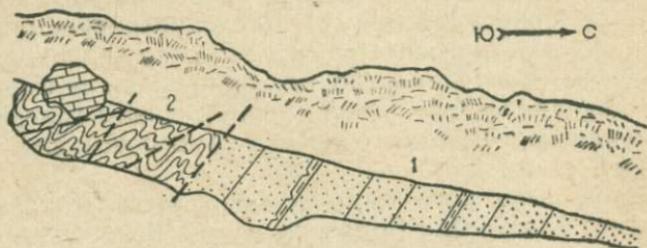


Рис. 20. Тектонический контакт Мармарошской и Пеннинской утесовых зон в ручье Полунном (бассейн р. Рики). 1 — массивнослоистые зощеновые песчаники драговской свиты (зона Мармарошских утесов); 2 — мергели тисальской и пуховской свит (апт-сенон) с утесами юрских известняков (зона Пеннинских утесов).

4. Особенно четко вырисовывается моноклиная структура толщи драговских песчаников. Строение этой толщи, мощность которой, наверное, превышает 1 км, можно изучать вдоль внутренней границы зоны Мармарошских утесов по ряду пересечений от долины Боржавы на западе до бассейна Тересвы на востоке. В некоторых местах здесь прослеживаются и контакты драговской свиты с меловыми образованиями зоны Пеннинских утесов. Один из таких разрезов имеется в бассейне Рики. У села Горинчево в Риду слева впадает ручей Сурьюк, в левой ветви которого, ручье Полунном, вскрывается моноклиная толща драговских песчаников мощностью до 700—800 м. В верховьях ручья видно, как эта толща своими верхними горизонтами тектонически контактирует с резко дислоцированными меловыми образованиями Пеннинской утесовой зоны (рис. 20). Толща драговских песчаников в ручье Полунном залегает таким образом, что ее разрез наращивается кверху при движении с северо-востока на юго-запад.

Моноклиная структура характерна и для великобанской свиты, трансгрессивно залегающей вдоль северо-западного окончания Мармарошского массива на палеозойских сланцах и других допалеогеновых образованиях. Моноклиное залегание великобан-

ской свиты, падающей на запад и юго-запад, можно наблюдать по правым притокам р. Косовской на южной окраине Косовской Поляны. Серо-зеленые мергели здесь нормально погружаются под залегающие также моноклинально темноцветные образования лужской свиты, гипсометрически выше которой, моноклинально падая в том же направлении, залегают пестроцветный флиш шопурской свиты.

Итак, общая структура зоны Мармарошских утесов определяется моноклинальным залеганием комплекса слагающих зону палеогеновых (и меловых) пород. В то же время важную роль играют и многочисленные разрывные дислокации, среди которых наиболее крупными являются продольные нарушения. К последним относятся прежде всего разломы, отделяющие эту зону от соседних тектонических элементов.

Внешней границей зоны Мармарошских утесов и Мармарошского кристаллического массива является надвиг этих элементов на Раховскую зону (Круглов, Смирнов, 1963). На крайнем юго-востоке на меловой флиш Раховской зоны надвинуты древние метаморфические образования Мармарошского массива, к северо-западу от бассейна Шопурки с ним контактируют конгломераты, песчаники и алевролиты соймұльской свиты. Иногда же на значительных по протяженности участках (междуречье Тересвы — Лужанки, бассейн Рики) к отложениям Внешних Карпат причленяются палеогеновые образования зоны Мармарошских утесов. Амплитуда перемещения аллохтонного комплекса изменяется в значительных пределах, увеличиваясь в направлении с северо-запада на юго-восток. В бассейне Боржавы о ее величине можно судить по результатам глубокого бурения. Здесь плоскость надвига очень крутая, а горизонтальное перемещение, по-видимому, незначительно. В долине Шопурки минимальную амплитуду надвига можно установить по выходам пород раховской свиты в русле реки в 2—2,5 км южнее обнажений этих пород на водоразделах. В украинской части Мармарошского массива она достигает, по данным М. А. Беэра, 5—7 км. В Румынии амплитуда надвига Мармарошского массива не менее 10 км (Патрулиус, Моташ, Бляху, 1960).

Южная граница зоны Мармарошских утесов четко фиксируется линией тектонического контакта, по которой меловые и палеогеновые образования зоны Пенинских утесов причленяются к верхним горизонтам драговской свиты. На некоторых участках взаимоотношения этих комплексов можно проследить непосредственно в обнажении (рис. 20). В большинстве же случаев тектоническая природа этой границы достаточно уверенно устанавливается на основании целого ряда косвенных признаков.

Таким образом, северная и южная границы зоны Мармарошских утесов являются тектоническими.

Характеризуя восточную границу рассматриваемой области, нужно отметить, что деление на зону Мармарошских утесов и Мармарошский массив до некоторой степени условно. Оба эти структур-

но-фациальные элементы в работах многих исследователей фигурируют под единым названием — Мармарошская зона, Мармарошский пояс; некоторые же геологи выделяют в ранге зон или подзон Мармарошский массив и Мармарошские утесы. Право на существование имеют как та, так и другая точка зрения. В основе первой лежит сходство литолого-фациальных особенностей домеловых образований Мармарошского массива и одновозрастных отложений зон Мармарошских утесов, а также единство истории развития этих областей на отдельных этапах мелового периода. Вторая точка зрения опирается на некоторые различия в истории развития этих областей, главным образом в меловое и особенно в раннепалеогеновое время. Все это позволяет считать, что сочленение Мармарошского массива и зоны Мармарошских утесов происходит по серии конседиментационных разломов, установленных по геофизическим данным (Субботин, 1955). В комплексе палеогеновых отложений сочленение Мармарошского массива и зоны Мармарошских утесов проявляется, вероятно, в форме тектонического контакта (надвига?) толщи шопурского флиша (нижний — средний эоцен) с образованиями лужской свиты (олигоцен).

На западе, в бассейне Боржавы, зона Мармарошских утесов, резко выклиниваясь, уходит под надвиг зоны Пенинских утесов и западнее района с. Долгого нигде не прослеживается на поверхности. Область стыка этих структурных элементов скрыта плиоценовыми эффузивами Выгорлат-Гутинской гряды.

Отмеченные выше продольные дизъюнктивные нарушения, ограничивающие зону Мармарошских утесов на севере и на юге, можно, по-видимому, считать элементами одного (или близкого) ранга. Одно из них — южное — разделяет две ветви Закарпатского глубинного разлома, другое отделяет область разлома от Внешних Карпат.

Кроме этих двух разломов, комплекс отложений зоны Мармарошских утесов нарушен целым рядом продольных и поперечных разрывов более низкого ранга, на характеристике которых кратко остановимся ниже.

Наиболее крупным из них является продольный разлом, отделяющий комплекс палеогеновых отложений от пород соймульской и пуховской свит. Это нарушение, осложненное в свою очередь подчиненными поперечными и мелкими оперяющимися продольными разрывами, можно проследить на всем протяжении зоны в пределах четырех участков.

1. В западной части зоны разлом прослеживается от долины Боржавы до водораздела ручьев Липце и Чеховца (бассейн Рики). На этом участке продольным нарушением породы метовской свиты отделены от соймульских конгломератов. Местами в зону разлома попадает несколько изолированных мелких тектонических клиньев пород пуховской свиты. В бассейне ручья Липце этот разлом осложняется поперечным нарушением и несколько восточнее, на водоразделе ручьев Липце и Калова, он сливается с надвигом зоны Марма-

рошских утесов, по которому с Раховской зоной здесь (до долины Рики на востоке) контактируют уже палеогеновые образования метовской свиты.

2. Далее на восток этот разлом протягивается от Рики (с. Березово) до бассейна Лужанки. На этом участке он хорошо картируется не только по контакту разновозрастных отложений, но и устанавливается в обнажениях. В ручье Каменском (правый приток Большой Угольки), например, видно, что конгломераты соймульской свиты по круто падающему сбросу сочленяются с различными горизонтами метовской свиты. В некоторых местах породы метовской свиты контактируют не с конгломератами, а с алевролитами соймульской свиты. На отдельных участках зона разлома состоит из нескольких чешуй, в которых повторяется разрез соймульских алевролитов и пуховских мергелей (ручей Кузя — левый приток Рики р. Теребля). Иногда продольный разлом осложняется поперечными разрывами с относительным перемещением смежных блоков. На водоразделе Большой Угольки — Лужанки по системе таких поперечных нарушений восточный блок испытал большее перемещение, чем западный; здесь снова палеогеновые отложения (метовская, а иногда и шопурская свиты) контактируют с меловым флишем Раховской зоны.

3. Восточнее этот продольный разлом, отделяющий палеогеновый комплекс от меловых образований, прослеживается в бассейне Тересвы, в районе с. Дубовое. Здесь по крутому поперечному сдвигу он разорван на два крыла. В западном крыле по продольному разлому контактируют пестроцветы шопурской свиты и соймульские конгломераты; в восточном крыле — породы метовской свиты и верхнемеловые пуховские мергели.

4. Четвертый участок, на котором можно проследить этот продольный разлом, расположен между долиной ручья Средний Плавуц и правобережьем Малой Шопурки. Здесь к отложениям соймульской свиты причленяются породы метовской свиты, а иногда и шопурские пестроцветы.

По своей морфологии описанный продольный разлом близок к круто падающему сбросу с поднятым северо-восточным крылом. Амплитуда его, вероятно, в некоторых местах превышает 500—600 м.

Прослеживая крупное продольное нарушение, отделяющее комплекс палеогеновых пород от меловых образований, можно наметить определенную закономерность в структуре Вежанской подзоны зоны Мармарошских утесов. В строении каждого из описанных выше участков наблюдается некоторая асимметрия: они разбиты поперечными нарушениями, по которым восточный блок каждого участка сдвинут к северу по отношению к западному блоку. В западном блоке палеогеновые отложения (обычно это породы метовской свиты) тектонически контактируют с меловыми образованиями зоны Мармарошских утесов. В испытавших большее перемещение восточных блоках (лобовые части которых были сложены породами соймуль-

ской и пуховской свит и полностью уничтожены эрозией) мы видим в современном денудационном срезе уже контакт метовских (а то и шопурских) отложений с флишем Раховской зоны. Кроме того, можно предположить, что при надвигании зоны Мармарошских утесов ее восточная часть в целом испытывала повышенные напряжения, что и обусловило, помимо образования поперечных разрывов и блоковых сдвигов по ним, общее кулисообразное сочленение Мармарошской и Пенинской утесовых зон в бассейне Боржавы, а также увеличение амплитуды Мармарошского надвига в юго-восточном направлении.

Продольное дизъюнктивное нарушение отделяет, вероятно, толщу шопурского флиша от лужской свиты. Этот разлом (его можно определить как взброс с плоскостью взбрасывателя, круто падающей к юго-западу), должно быть, протягивается через всю зону Мармарошских утесов, разделяя ее на внутреннюю и внешнюю подзоны. На юго-востоке, в бассейне Шопурки, он резко меняет свое простиранье на субмеридиональное.

Дизъюнктивные дислокации, осложняющие структуру зоны Мармарошских утесов, четко фиксируются лишь в тех случаях, когда мы имеем дело с комплексами пород, достаточно резко различающимися в литолого-фациальном отношении. Так, все отмеченные выше разломы устанавливаются в толще, содержащей маркирующие горизонты (алевролиты соймкульской свиты, красные пуховские мергели, породы метовской, великобанской и лужской свит). На большей же части зоны прослеживание разрывных нарушений является очень сложной задачей. В мощном комплексе тонкоритмичного флиша шопурской свиты, слагающем эту слабо обнаженную территорию, не удастся выделить маркирующих горизонтов: более или менее мощные пакеты пестроцветов и крупные линзы массивнослоистых песчаников занимают в разрезе свиты непостоянное стратиграфическое положение. Еще более монотонна толща драговских песчаников. Поэтому нельзя достоверно проследить (при маршрутном характере исследований) разрывные нарушения, наблюдавшиеся очень часто в отложениях шопурской и драговской свит. Можно лишь констатировать очень широкое их развитие в этих образованиях, отметив, что амплитуда вертикального перемещения по таким разломам нигде не превышает величины мощности отдельных свит.

Пликативные дислокации не являются определяющими в зоне Мармарошских утесов, крупные складчатые структуры здесь не установлены. Однако это совсем не означает, что все развитые здесь геологические образования залегают моноклинально. В пределах отдельных свит, горизонтов и пачек складчатые дислокации развиты широко. Установить их амплитуду бывает обычно очень трудно, однако можно определенно утверждать, что они нигде не превышают мощности свит. Морфология относительно мелких складок определяется литологическим составом отложений. Особенно сложны складки в тонкоритмичном флише шопурской свиты. Сложные

складчатые формы в массивных песчаниках, например, драговской свиты встречаются очень редко. Для этих пород очень характерно моноклиналиное залегание слоев, осложненное крутыми сбросами.

ЗОНА ПЕНИНСКИХ УТЕСОВ

Южная Пеннинская утесовая зона прослеживается через все Западные и большую часть Восточных Карпат. Начинаясь на востоке Австрии, она пересекает Западную Словакию, Польшу, Восточную Словакию и Западную Украину и выходит на территорию Румынии, где «утесовые» образования установлены в районе с. Пояна Ботицей.

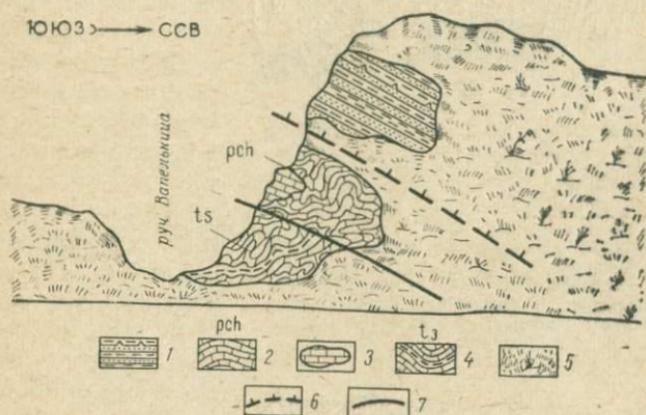


Рис. 21. Надвиг (ретрошарьяж) магурского флиша на меловые образования зоны Пеннинских утесов в бассейне р. Ужа (район г. Перечина).

1 — флиш Магуры; отложения зоны Пеннинских утесов: 2 — красные пуховские мергели (сенон), 3 — красные криноидные юрские известняки (тектонические включения в пуховских мергелях), 4 — зеленые фукоидные мергели с прослоями черных аргиллитов (тиссальская свита, апт-сеноман); 5 — необнаженные участки; 6 — линия надвига; 7 — разрывы внутри меловых отложений.

С внешней стороны зона Пеннинских утесов контактирует в Западных Карпатах с Магурским покровом. В бассейне Латорицы к ней примыкает, возможно, Дуклянская зона, а дальше, на восток от долины Боржавы — зона Мармарошских утесов. В Румынии она окаймляет с юго-запада Марамурешскую палеогеновую впадину.

По вопросу о характере внешней границы в Западных Карпатах существуют две точки зрения. Большинство словацких и польских геологов считают, что магурский палеоген нормально перекрывает меловые образования Пеннинского утесового пояса. Высказано мнение о надвиге Магуры на Пеннинскую зону (Sikora, 1962). Тектоническим считает контакт этих двух зон (в Восточной Словакии) и Б. Лешко. На нашей территории в бассейне Ужа (ручей Вапельница)

ца, в нескольких сотнях метров выше известнякового карьера г. Перечина) в естественном обнажении можно наблюдать надвигание магурского палеогенового флиша на дислоцированные мергели тиссальской и пуховской свит (рис. 21). Тектоническую природу имеет



Рис. 22. Тектонический контакт зоны Пеннинских утесов с палеогеновым флишем Внешних Карпат в ручье Среднем (бассейн р. Латорицы в районе г. Свалявы) (по С. С. Круглову и С. Е. Смирнову, 1963).

1 — песчано-глинистый палеогеновый флиш; 2 — темно-серые и красно-бурые аргиллиты с мелкими фораминиферами сеномань и турона; 3 — светлые тонкослоистые известняки со стяжениями кремней (свалявская свита титона-неокома); 1 — разрывные нарушения.

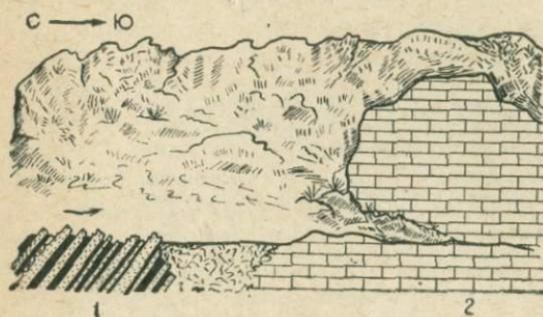


Рис. 23. Взаимоотношения палеогенового флиша Внешних Карпат (1) с титонскими известняками зоны Пеннинских утесов (2) в ручье Квасном (левый приток р. Свалявки в бассейне р. Латорицы) (по С. С. Круглову и С. Е. Смирнову, 1963).

стложения Пеннинской зоны прилегают к драговским песчаникам зоны Мармарошских утесов. Западнее Боржавы этот взброс местами переходит в пологий северо-восточный надвиг, видимая амплитуда которого иногда (район Свалявы) достигает 1 км. А в бассейне Ужа и далее к западу он приобретает уже обратную (юго-западную и южную) vergence.

внешняя граница зоны Пеннинских утесов на всем своем протяжении в пределах Закарпатской Украины. Очень характерные для нее меловые глинисто-карбонатные отложения тиссальской и пуховской свит, без сколько-нибудь заметных литологических изменений прослеживающиеся во всей зоне, пространственно сближены то с магурским палеогеновым флишем на западе, то с меловыми и палеогеновыми образованиями Дуклянской (?) зоны, то с драговскими песчаниками зоны Мармарошских утесов. Кроме того, о тектонической природе внешней границы свидетельствуют наблюдавшиеся в обнажениях контакты «утесовых» пород с примыкающими к ним с северо-востока отложениями разных структурно-фациальных единиц (рис. 20—24). По своей морфологии этот тектонический контакт неоднороден. На значительном протяжении в пределах Закарпатской Украины он выражен крутым взбросом по которому меловые (а иногда и палеогеновые)

С внутренней стороны к зоне Пеннинских утесов на территории Словакии и Польши примыкает мезозой Центральных массивов и центрально-карпатский палеоген Липтовской и Подгальской депрессий. Последний продолжается и на украинскую территорию, прослеживаясь на небольшом участке в бассейне Ужа. По мнению словацких геологов (Будай и соавт., 1963), эта граница имеет тектоническую природу. Есть, однако, мнение и о нормальных взаимоотношениях центральнокарпатского палеогена с мезозойскими образованиями Утесового пояса (Lesko, 1960).

На всем протяжении восточнее бассейна Ужа внутренняя граница зоны Пеннинских утесов проводилась по современному контуру распространения неогеновых отложений.

Однако в восточной части Солотвинской впадины бурением установлено, что под неогеновыми образованиями в северной полосе области их развития фундамент представлен красноватыми мергелями пуховской свиты. Южнее домиоценовый фундамент сложен меловыми же, но резко отличными от

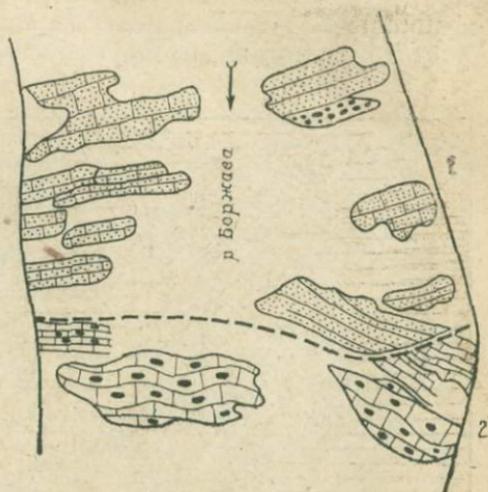


Рис. 24. Тектонический контакт драговских песчаников зоны Мармарошских утесов (1) с известняками зоны Пеннинских утесов (2) (зарисовка С. С. Круглова).

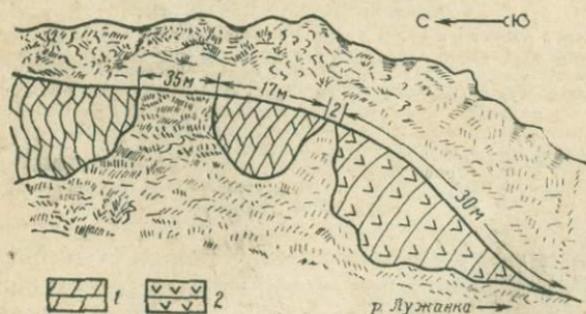


Рис. 25. Взаимоотношения меловых отложений зоны Пеннинских утесов с миоценовыми туфами Закарпатского прогиба (р. Лужанка в с. Новоселице) (зарисовка С. С. Круглова).

1 — красные пуховские мергели; 2 — новоселицкие туфы.

«утесовых» образованиями, выделенными М. И. Петрашкевичем (Петрашкевич, Живко, 1969) в кричевскую свиту. Она представлена темно-серыми аргиллитами с прослоями серых песчаников и отдельными пакетами мергелей и известняков. Эти два разнофациальные комплекса, слагающие донеогеновый фундамент Закарпатского прогиба, разделены, по-видимому, региональным раз-

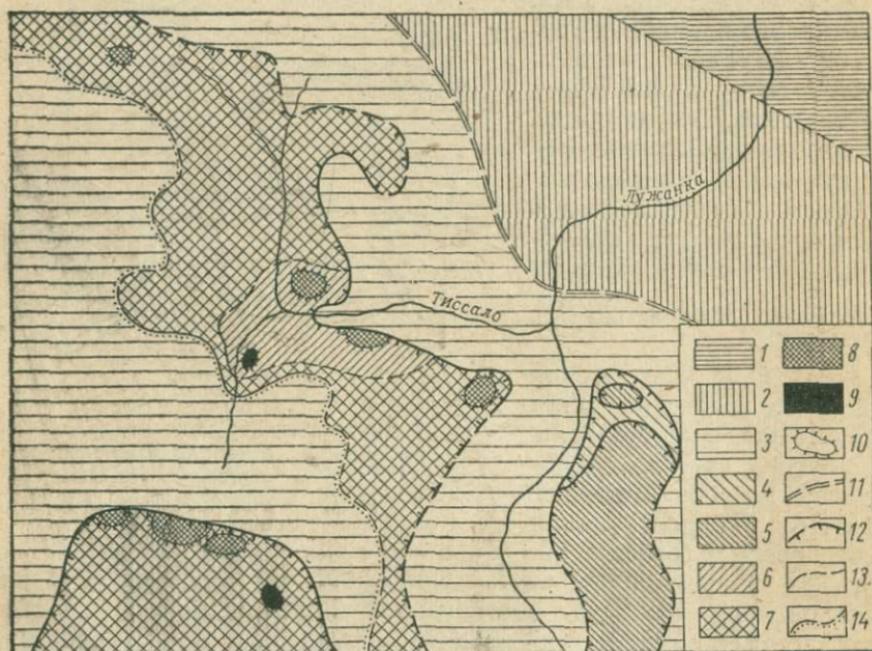


Рис. 26. Схематическая геологическая карта ручья Тиссало (составили С. С. Круглов и С. Е. Смирнов).

Зона Мармарошских утесов: 1 — шопурская свита (нижний-средний зоцен); 2 — драговская свита (средний-верхний зоцен); зона Пенинских утесов: 3 — вульховчикская свита (зоцен), 4 — ярмутская свита (кампан-маастрихт), 5 — пуховская свита (турон-кампан), 6 — тиссальская свита (апт-сенман), 7 — нерасчлененный мел (тиссальская, пуховская и ярмутская свиты), 8 — тонкослоистые светлые и пестроцветные известняки с кремнями (титон-неоком), 9 — массивные серые, розовые и красные криноидные и брекчиевидные известняки (мальм), 10 — тектонические отторженцы (утесы); 11 — граница Пенинской и Мармарошской утесовых зон; 12 — надвиг; 13 — границы стратиграфические нормальные; 14 — границы стратиграфические трансгрессивные.

ломом, по которому и следует проводить южную (внутреннюю) границу зоны Пенинских утесов. Основанием для трассирования этого разлома являются данные глубокого бурения, проведенного пока только в восточной части Солотвинской впадины (бассейны Теребли, Лужанки, Вульховчика). Судя по этим данным, разлом проходит в 1,5—4 км южнее северной границы распространения неогеновых отложений, выходящих на дневную поверхность в их сплошном развитии.

В пределах Закарпатской Украины отложения зоны Пенинских утесов на дневной поверхности прослеживаются в виде узкой прерывистой полосы, перекрытой на значительных по протяженности отрезках эффузивами и осадочными образованиями неогена. Непосредственному изучению доступны лишь четыре участка этой полосы. Крайнее северо-западное положение занимает участок, протягивающийся от чехословацко-советской границы у села Новоселицы до р. Ужа у г. Перечина. Второй участок составляет одиннадцатикилометровый отрезок зоны Пенинских утесов, выходящий из-под эффузивов Выгорлат-Гутинской гряды в бассейне Латорицы (район Свалявы). Далее на восток мезозойские и палеогеновые образования зоны Пенинских утесов обнажаются в бассейне Боржавы площадью 5×3 км. Четвертый участок протягивается от левобережья Рики (ручей Сурьюк) до бассейна Тересвы.

Приступая к описанию внутреннего строения зоны, следует отметить существенное отличие ее от зоны Мармарошских утесов. Говоря о стиле тектоники последней, можно выделять толщу палеогеновых отложений в самостоятельный структурный комплекс, в значительной степени определяющий строение всей зоны. В Пенинском же утесовом поясе палеогеновые отложения очень тесно связаны тектонически с меловыми образованиями, участвуя вместе с ними в сложении единых структурных форм. Поэтому здесь можно характеризовать строение не палеогенового комплекса, а всей зоны Пенинских утесов в целом.

В пределах перечинского, свалявского и боржавского участков очень слабая обнаженность не позволяет детально охарактеризовать внутреннее строение зоны Пенинских утесов. В целом зону можно представить здесь как полосу гигантской тектонической брекчии, в которой бескорневые блоки — утесы юрских известняков — вматы в меловые мергели тиссальской и пуховской свит. Палеогеновые отложения обнажаются на этих участках в виде небольших изолированных пятен. К числу сравнительно хорошо изученных относится свалявский участок. Бескорневое положение и изолированность утесов подтверждены здесь глубоким бурением (Вялов, Буров, Муравецкий, 1963). И все же глубинное строение и этого участка остается во многом неясным.

Для расшифровки внутренней структуры зоны наибольший интерес представляет отрезок Пенинского утесового пояса, занимающий на территории Закарпатской Украины крайнее юго-восточное положение. В его пределах лучше, чем где-либо в другом месте, выходит из-под неогеновых отложений пенинский палеоген и отчетливо выражены соотношения зоны Пенинских утесов с образованиями соседних тектонических единиц. Кроме того, степень обнаженности здесь во многих случаях позволяет с достаточной достоверностью отобразить на карте взаимоотношения не только утесов с меловыми породами «оболочки», но также и меловых образований с отложениями палеогена.

Здесь отчетливо видна общая двухэтажная структура зоны (рис. 19).

Верхний структурный этаж сложен очень слабо дислоцированными образованиями неогена — терешульскими конгломератами, новоселицкими туфами и более молодыми отложениями. Для них характерно очень пологое залегание с падением на юго-запад под углами до 15—20°.

Иногда же наблюдаются резкие изменения в условиях залегания пород неогена. Случай запрокидывания на юго-запад меловых отложений Утесовой зоны отмечен О. С. Вяловым в левом склоне долины Лужанки (рис. 25). Здесь в небольшом обнажении в 350 м

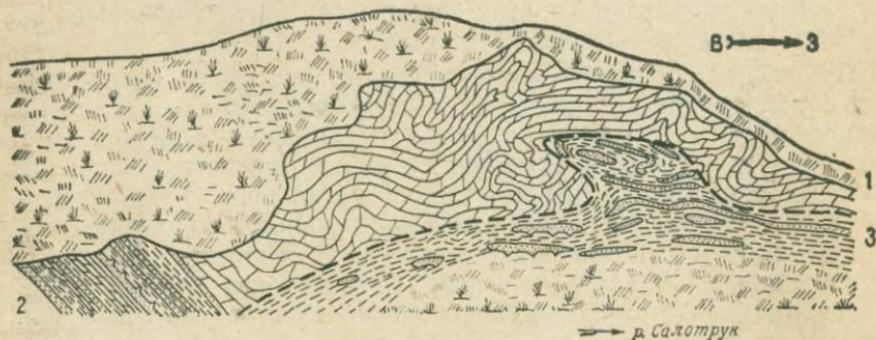


Рис. 27. Надвиг пуховских мергелей (1) и ярмутского флиша (2) на дислоцированные отложения ярмутской свиты (3). Ручей Салотрук, левый приток р. Лужанки.

севернее церкви в с. Новоселице вскрывается опрокинутый разрез, в котором гипсометрически выше новоселицких туфов миоцена залегают пуховские мергели. Падение пород северо-восточное, угол около 40°.

Таким образом, для верхнего структурного этажа, сложенного образованиями миоцена, характерно пологое моноклиальное залегание пород при наличии очень незначительных складчатых дислокаций. Лишь иногда структура этих образований довольно резко усложняется, что обуславливается проявлениями молодых движений.

Совершенно иное строение имеет нижний структурный этаж, сложенный палеогеновыми, меловыми и юрскими образованиями зоны Пенинских утесов. Прежде всего, структура этого этажа резко отличается от структуры зоны Мармарошских утесов. Главной особенностью последней является общее моноклиальное залегание слагающего ее комплекса пород, структура же зоны Пенинских утесов определяется широким развитием надвиговых дислокаций (рис. 20).

В пределах описываемого участка зоны Пенинских утесов можно выделить три крупных надвиговых комплекса (рис. 26). Во всех

этих надвигах аллохтон представлен мергелями тиссальской и пуховской свит, а параавтохтон — палеогеновыми отложениями вульховчикской свиты и нормально подстилающими их меловыми образованиями.

Во внешней части этой системы надвигов параавтохтонный комплекс вульховчикской свиты контактирует с драговскими песчаниками зоны Мармарошских утесов по разлому. Последний имеет, по видимому, характер надвига, гораздо более крутого, чем надвиги в пределах зоны Пенинских утесов.

К югу от этого разлома отчетливо устанавливается надвиг, протягивающийся от верховьев ручья Сухого на восток до верховьев ручья Вульховчика на западе. По своим морфологическим признакам (очень пологая плоскость и причудливая конфигурация) он приближается к типичным покровам. В своей фронтальной части он представлен меловыми мергелями с включенными в них редкими юрскими утесами. Эти образования надвинуты на палеоген вульховчикской свиты. Об амплитуде надвига, достигающей 1,5—2,0 км, можно судить по тектоническим останцам меловых пород, слагающих левый склон долины Лужанки. Большая по площади тыльная часть покрова представлена сложно дислоцированными отложениями вульховчикской свиты, нормально с размывом залегающими на тиссальских и пуховских мергелях.

Следующий к югу крупный надвиг протягивается от долины Большой Угольки до р. Лужанки. Здесь также тиссальские и пуховские мергели с нормально залегающими на них породами вульховчикской свиты надвинуты на палеогеновые образования зоны Пенинских утесов. В правом склоне долины ручья Вульховчика можно непосредственно установить амплитуду этого надвига. Она достигает здесь 1,5 км (рис. 19). На водоразделе Большой Угольки и Вульховчика имеется несколько тектонических останцов меловых пород с заключенными в них юрскими утесами.

В самой восточной части зоны, в междуречье Лужанки и Терешовой, уже не удастся четко проследить описанные выше надвиги. Однако и здесь двухъярусное (по крайней мере) строение нижнего структурного этажа устанавливается по тектоническим окнам и полуокнам, в которых в долинах ручьев из-под меловых пород выступают параавтохтонные отложения палеогена.

Прослеженные на юго-восточном участке зоны Пенинских утесов относительно крупные покровные единицы тоже состоят из более мелких надвигов и чешуй, которые иногда удается наблюдать непосредственно в обнажении (рис. 27).

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ПАЛЕОГЕНА ПРИЛЕГАЮЩИХ К УТЕСОВЫМ ЗОНАМ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ

Генетически связанные со структурным элементом первого порядка — Перипенинским (Закарпатским) глубинным разломом — утесовые зоны специфическими особенностями геологического развития отличаются как от внутренних, так и от внешних частей Карпатской геосинклинальной области. Такие различия четко фиксируются в разрезах меловых и палеогеновых отложений этих регионов. Характеристика интересующих нас палеогеновых образований и соответствующего этапа истории развития утесовых зон была бы неполной без описания (хотя бы самого общего) палеогеновых комплексов, слагающих соседние с этими зонами структурно-фациальные элементы.

На юго-западе утесовые зоны граничат с Закарпатским внутренним прогибом; с северо-востока к ним причленяются наиболее внутренние тектонические единицы Флишевых Карпат: Магурская и Дуклянская (?) зоны в северо-западной части южного склона (контактируют с зоной Пенинских утесов) и Раховская зона, примыкающая к зоне Мармарошских утесов. Краткое описание палеогеновых отложений этих структурно-фациальных элементов приводится ниже, главным образом по опубликованным материалам и частично на основании личных наблюдений автора.

ЗАКАРПАТСКИЙ ПРОГИБ

На территории Закарпатского прогиба палеогеновые отложения выделяются в составе донеогенового фундамента. М. И. Петрашкевич (Петрашкевич, Живко, 1969) различает здесь несколько литофациальных типов: 1) подгальский флиш, 2) пестроцветный палеоген, 3) черный палеоген. Последние два типа известны лишь по результатам бурения. Комплекс же подгальского флиша хорошо изучен в обширных палеогеновых депрессиях Словакии (здесь его называют центральнокарпатским палеогеном) и Польши; выходы его на дневную поверхность известны и на украинской территории.

Подгальский (центральнокарпатский) палеоген

Зона Подгаля — крупный структурно-фациальный элемент Западных Карпат, расположенный на территории Польши и Чехословакии и ограниченный с юга Татридами, а с севера Пеннинским утесовым поясом. Она выполнена мощной толщей палеогеновых отложений, известных под названием центральнокарпатского или подгальского флиша. Эта толща сложена темно-серыми и черными аргиллитами и песчаниками, которые чередуются в различных пропорциях (Kuzniar, 1907). Некоторые части разреза сложены аргиллитами, имеющими иногда облик, типичный для пород менилитовой свиты; в других частях резко преобладают песчаники. На различных стратиграфических уровнях встречаются пакеты песчаников и гравелитов, переполненных остатками нуммулитов, на основании изучения которых (Bieda, 1949) весь комплекс отнесен к верхнему эоцену — олигоцену. Общая мощность его достигает 3000 м (Birkenmajer, 1960).

На территории Закарпатья образования подгальского типа, выделенные в вульшавскую свиту (Круглов, Смирнов, Совчик, 1967₂), известны в бассейне Ужа, южнее г. Перечина. Они представлены чередованием (обычно флишоидным) темно-серых тонкозернистых песчаников и алевролитов, темно-серых и черных, иногда зеленых (массивных) аргиллитов. Встречаются прослой черных кремнистых аргиллитов и пакеты грубозернистых песчаников и гравелитов, переполненных остатками нуммулитов. В аллювии ручьев часто можно видеть хорошо окатанные валуны гранитов, гравелитов аркозового состава и красных конгломератов триасового типа.

Подобный флишоидный комплекс вскрыт скважинами в районе Ужгорода (Вялов, Буров, Муравецкий, 1963).

Эти отложения охарактеризованы фауной нуммулитов среднего и верхнего эоцена (Круглов, Смирнов, Совчик, 1967₂).

Комплекс центральнокарпатского (подгальского) палеогена выполняет в Западных Карпатах обширные депрессии — Липтовскую и Подгальскую. Вниз по разрезу эти отложения переходят в базальные конгломераты (суловские), залегающие трансгрессивно по южной периферии этих депрессий на дислоцированных отложениях татранского мезозоя (Пассендорфер, 1963). Контакт подгальского палеогена с Пеннинским утесовым поясом, по свидетельству польских исследователей, имеет тектонический характер (Radomski, 1958; Birkenmajer, 1960). Существует мнение о трансгрессивном залегании центральнокарпатского флиша на меловых и палеогеновых образованиях Утесового пояса (Lesko, 1960).

В структурном плане комплекс подгальского флиша представляет собой синклиналь с относительно крутыми углами падения слоев на крыльях и очень пологим залеганием пород в центральных частях (Watycha, 1959). Отсутствие значительных дислокаций свидетельствует о том, что движения послепалеогеновой фазы складчато-

сти оказывали очень слабое влияние на флишевые толщи Подгальской и Липтовской депрессий.

По мнению М. И. Петрашкевича (1971), палеоген подгальского типа протягивается постепенно сужающейся полосой с северо-запада на юго-восток через всю территорию прогиба.

Пестроцветный палеоген

Осадки этого типа распространены в центральной части Закарпатского прогиба от г. Мукачево на северо-западе до г. Солотвино на юго-востоке, занимая более внутреннее положение по сравнению с подгальским типом разреза. Они представлены пестроцветными аргиллитами, алевролитами, песчаниками и мергелями, выделенными К. Я. Гуревич (1960) в байловскую свиту. В ней отмечены также маломощные прослойки туфов, туффитов, мелкогалечных конгломератов и гравелитов. На основании найденных в этих отложениях комплексов мелких фораминифер они отнесены к верхнему эоцену. К тому же типу палеогена М. И. Петрашкевич причисляет и образования лавовской свиты (Гуревич, 1960) — толщу серых алевролитов с редкими прослоями мергелей, песчаников и аргиллитов.

«Черный» палеоген

По данным М. И. Петрашкевича, отложения этого типа развиты в юго-восточной части Закарпатского прогиба (район г. Солотвино). Представлены они толщей серых массивных песчаников с редкими прослойками темно-серых и черных алевролитов и аргиллитов, выделенной в дубравскую свиту (Петрашкевич, Живко, 1969). Заключение о ее эоценовом возрасте основано на находках нуммулитов.

Пестроцветный и темноцветный типы палеогенового разреза М. И. Петрашкевич сопоставляет с палеогеном Марамурешского бассейна и зоны Мармарошских утесов, говоря о том, что, в частности, пестроцветные отложения фундамента Закарпатского прогиба являются продолжением марамурешского эоцена. Более правильным будет, по-видимому, предположить, что рассмотренные типы палеогеновых отложений являются элементами именно Закарпатского прогиба, не связанными с Марамурешским бассейном и зоной Мармарошских утесов. От последней они отделены Пенинской зоной, самостоятельной структурно-фациальной единицей, палеогеновые образования которой никак нельзя параллелизовать ни с палеогеном фундамента Закарпатского прогиба, ни с одновозрастными комплексами Мармарошских утесов. Учитывая же возможность продолжения зоны Пенинских утесов в пределы Румынии, аналогичное возражение можно выдвинуть и против объединения каких бы то ни было типов палеогена Закарпатского прогиба с эоценом Марамурешского бассейна.

Строение фундамента Закарпатского прогиба и, в частности, структура его палеогеновых элементов известны нам лишь в самых общих чертах. По данным М. И. Петрашкевича, палеогеновые образования, которые слагают северо-восточный борт прогиба, примыкающий к зоне Пенинских утесов, моноклинально погружаются к юго-западу. Углы падения увеличиваются в противоположном направлении. Значительно более сложную структуру имеют, по-видимому, внутренние области прогиба, в строении фундамента которых принимают участие пестроцветные и «черные» образования палеогена. Фундамент в этих частях имеет блоковую структуру; кроме того, здесь на основании микрофаунистических данных предполагается наличие надвигов (Петрашкевич, Совчик, Шакин, 1966; Петрашкевич, 1971).

ВНУТРЕННИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ФЛИШЕВЫХ КАРПАТ

Из числа тектонических единиц, непосредственно примыкающих с северо-востока к Пенинской и Мармарошской утесовым зонам, палеогеновые отложения развиты в Магурской и Дуклянской зонах. Комплекс отложений Раховской зоны сложен меловым флишем.

Магурский палеоген

Наиболее полно представленная в Польше и Словакии Магурская зона на украинскую территорию заходит лишь в виде небольшого резко сужающегося клина. Она представляет собой крупный покров, максимальная видимая амплитуда которого (несколько десятков километров) фиксируется в его центральной части по целому ряду тектонических окон и останцов. В центральной же части (на территории Польши) отмечается наименьшая толщина пластины покрова и наиболее пологие углы наклона плоскости надвига. К западу и особенно к востоку надвиг становится более крутым, а вся зона тектонически и фациально выклинивается. В бассейне Ужа амплитуда уменьшается до одного километра (Даныш, Жигунова, Полонский, 1967).

Разработка стратиграфии палеогеновых отложений Магурской зоны в пределах Украинских Карпат еще далека от своего завершения. Более детально стратиграфия магурского палеогена разработана в Словацких и Польских Карпатах.

Все исследователи отмечают значительные изменения фациальных особенностей палеогена вкрест простирания зоны. Эти изменения служат основанием для выделения продольных единиц второго порядка. В некоторых случаях подчеркивается фациальный характер этих единиц, невозможность проведения между ними резких литологических, а тем более тектонических рубежей (Bieda, Jednowska, Ksiazkiewicz, 1967; Sikora, 1970). Другие исследователи (Mencik, 1969) говорят об этих единицах как о тектонических эле-

ментах Магурского покрова, сближенных по надвигам различной амплитуды.

На территории Словакии в Магуре выделяют внешнюю и внутреннюю группы структурно-фациальных единиц (Mencik, 1969). Внешняя группа (Рачанская и Быстрицкая единицы) прослеживается от Венского бассейна до восточных границ Чехословакии. Во внутренней группе на западе Словакии выделяются различные по своему строению поперечные участки — Белокарпатская единица и единица Оравской Магуры. На востоке внутреннее положение занимают продольные Черговско-Удавская (Кохановская) и Гуменская (Mencik, 1969) единицы. Последняя, отвечающая Земплинскому поясу Д. Андрусова (Andrusov, 1965) и, вероятно, (в своей палеогеновой части) бенятинскому флишу Б. Лешко, в представлении многих исследователей, слагается мезозоем Утесового пояса и палеогеном Магуры. Мнение о том, что фундамент магурского палеогена во внутренних частях покрова представлен меловыми отложениями Пенинского пояса, встречается еще в работах Л. Горвица (Horwitz, 1963) * и ранних трудах Д. Андрусова. Сейчас это мнение имеет немало сторонников среди карпатских геологов (Birckenmajer, 1965; Глушко, Кульчицкий, Шакин, 1965; Глушко, 1968; Mencik, 1969 и др.), однако, представляется ошибочным, поскольку вытекает из необоснованного включения пенинского палеогена в состав Магурского покрова (Смирнов, 1969).

На украинской территории (в бассейне Ужа) в Магурской зоне одни геологи выделяют пять чешуй, параллелизуя их с Рачанской, Быстрицкой и Кохановской единицами (Чалый, 1965), другие различают только две чешуи, относя их к Кохановской единице (Даныш, Жигунова, Полонский, 1967).

Обобщая результаты многих исследований, можно следующим образом представить стратиграфическую схему палеогеновых отложений Магурской зоны.

1. Низы разреза в некоторых районах (в Польше, например) сложены зеленовато-серым флишем иероглифовых слоев (Беда и соавт., 1963). К палеоцену на значительной территории относят также пестроцветные флишевые образования и пачки массивных зеленых и красных аргиллитов (Bieda, Jednorowska, Ksiazkiewicz, 1967; Lesko, Samuel, 1968).

2. Помещаемый в эоцен мощный (порядка 1000 м) комплекс отложений на большей части зоны представлен тонкоритмичным серо-зеленым флишем. В нем на различных стратиграфических уровнях, тяготея в целом к нижней и средней частям разреза, наблюдаются вкладки пестроцветов, присутствующие либо в виде отдельных тонкоритмичных пачек, либо в виде пакетов массивных крас-

* Эта монография является посмертным изданием результатов исследований автора, относящихся к тридцатым годам.

ных и зеленых аргиллитов. Этот литологический тип эоценовых отложений известен под названием беловежских слоев. В разрезах различных единиц он выделяется в палеоцене — нижнем эоцене, нижнем эоцене, палеоцене — среднем эоцене (Lesko, Samuel, 1968), в среднем эоцене (Sikora, 1970). Фациально близкие ему флишевые отложения в некоторых районах выделяются в среднем — верхнем эоцене под названием иероглифовых слоев (Sikora, 1970).

Существенное значение в сложении эоценового комплекса играют горизонты толстослонистых и массивных песчаников, выделяемые также на разных стратиграфических уровнях и имеющие локальное развитие — ценжковицкий песчаник палеоцена — нижнего эоцена, среднеэоценовый или нижнеэоценовый пасербецкий песчаник (Bieda, Jednorowska, Książkiewicz, 1967).

Словацкие и советские исследователи отмечают закономерное увеличение в разрезе эоцена песчаного материала, наблюдаемое при пересечении зоны с севера на юг. Так, в южной Кохановской единице лишь нижняя часть эоцена представлена тонкоритмичным пестроцветным флишем, а верхние горизонты нижнего эоцена, средний и верхний эоцен развиты в фации массивных песчаников — стриговский комплекс (Lesko, Samuel, 1968).

Характерным элементом эоценового разреза Магуры является лонцкий комплекс: твердые светлые голубовато-серые с белесым выветриванием мергели с вкладками оливково-зеленых аргиллитов и редкими прослоями песчаников. Он подстилает толщу магурских песчаников в южных единицах и по возрасту относится к нижнему (Беда и соавт., 1963) или среднему (Bieda, Jednorowska, Książkiewicz, 1967) эоцену. Отмечают выклинивание этого комплекса на юго-востоке Словакии (Lesko, Samuel, 1968). На украинской территории прослой мергелей лонцкого типа прослеживаются уже в среднем или верхнем эоцене (Чалый, Совчик, 1966). В краевых (внешних) структурах зоны место лонцких мергелей в подошве магурского песчаника занимают глобигериновые мергели и зеленые сланцы (Sikora, 1970) или подмагурские слои, в которых песчаные прослой играют более заметную роль, чем в лонцком комплексе (Bieda, Jednorowska, Książkiewicz, 1967). Во внешней (Рачанской) единице на территории Словакии описываемый разрез венчается несколькосотметровым злинским комплексом среднего — верхнего эоцена. Он представлен массивными серыми, голубоватыми и оливковыми аргиллитами с редкими прослойками песчаников и пакетами мергелей лонцкого типа (Lesko, Samuel, 1968).

3. Олигоценые отложения не установлены на большей части Магуры. Лишь в некоторых районах к олигоцену относят мощную (до 1000 м) толщу грубослонистых песчаников с редкими прослоями аргиллитов. Это так называемые магурские слои (песчаники). Их

нижняя граница, по мнению многих исследователей, резко диахронна; ее опускают до верхнего (Książkiewicz, 1971), среднего (Sikora, 1970) или даже до нижнего (Чалый, 1969) эоцена. В бассейне Ужа (район Перечина) олигоценовые ассоциации мелких фораминифер были обнаружены в пачке серых мягких глин (Венгліньський і співавт., 1968), узкой полосой примыкающих с северо-востока непосредственно к Пенинской зоне, к палеогену которой они ошибочно причислялись авторами упоминаемой работы.

Палеоген Дуклянской зоны

В разрезе палеогена Дуклянской зоны четко выделяются три комплекса: палеоценовый, без существенных изменений прослеживающийся почти во всей зоне, эоценовый, очень пестрый в литофациальном отношении, и олигоценовый, отличающийся, как и нижний, относительной стабильностью своей фациальной характеристики.

К палеоцену на большей части Дуклянской зоны относят толщу (500—1000 м) массивнослоистых песчаников лютской свиты. Во внутренних частях зоны (порошковский тип разреза) палеоцен представлен пестроцветной флишевой толщей (Буров и соавт., 1971).

Фациальные особенности палеоценовых отложений меняются и вдоль простираения зоны. На северо-западе, в пределах Словакии отвечающие лютской свите песчаники Великого Буковца местами замещаются пестроцветным флишем (Lesko, Samuel, 1968). На территории Польши аналоги лютской свиты (верхние горизонты циснянских слоев и песчаные фации нижних иероглифовых слоев) также вытесняются из разреза темноцветными отложениями майданских слоев и (или) флишевой фацией иероглифовых слоев (Słaczka, 1971).

Палеоценовые отложения на всей территории Дуклянской зоны связаны постепенным переходом с подстилающими их флишевыми образованиями березнянской свиты в Украинских Карпатах, интрасерамовых или циснянских слоев в Словакии и Польше.

На западе Дуклянской зоны эоцен представлен толщей (от нескольких сотен до 1000 м) иероглифовых слоев, характерным компонентом которых являются серые и зеленые глинистые сланцы (до 80% объема) с тонкими прослоями серо-зеленых и зеленых песчаников. Словацкие исследователи говорят о наличии пестроцветов во всем разрезе этой толщи (Лешко, 1963; Lesko, Samuel, 1968). В польской части зоны в разрезе иероглифовых слоев различают два — нижний и верхний — горизонта пестроцветов, а на западе зоны в среднем — верхнем эоцене выделяют выклинивающуюся пачку пшибышовских песчаников (Słaczka, 1971). Венчается разрез эоцена пачкой зеленых аргиллитов с прослоями стекловатых песчани-

ков — папинский комплекс Восточной Словакии (Lesko, Samuel, 1968) — и горизонтом глобигериновых мергелей.

Советские геологи, отмечая исключительно резкие фациальные изменения эоцена Дуклянской зоны, выделяют здесь несколько типов разреза (ставнянский, сольский, турицкий или порошокский и др.). В южном (турицком) типе, примыкающем к Магуре и, вероятно, к зоне Пенинских утесов, толща эоцена сложена серо-зеленым и пестроцветным флишем с пакетами массивных песчаников, прослоями известняков и мергелей.

Олигоцен во внешних структурах Дуклянской зоны (ставнянский тип) представлен менилитово-кросненской фацией, в центральных частях — толщей массивных черных аргиллитов и мергелей дусинской свиты и маловыженскими песчаниками. В южных элементах зоны (турицкий тип) олигоценовые отложения развиты в дусинско-кросненской фации турицкой свиты.

В междуречье Латорицы и Боржавы палеогеновыми образованиями сложена узкая полоса, примыкающая к зоне Пенинских утесов и эффузивам Выгорлат-Гутинской гряды. Структурная принадлежность этой полосы неясна. В ее пределах палеогеновые отложения разрозненными выходами обнажаются в верхнем течении некоторых левых притоков рек Свалявки и Дусино в районе города Свалявы и сел Стройно, Дусино и Россоши, а также в правых притоках Боржавы в районе сел Керецки и Кушницы. Проследить здесь непрерывные разрезы не удастся, можно лишь в самых общих чертах охарактеризовать вещественный состав этой проблематичной (в смысле структурной принадлежности) палеогеновой толщи. Одним из ее компонентов является серый и темно-серый, иногда с зеленоватым оттенком тонкоритмичный флиш. В нем обычно четко наблюдается ритмичность, однако в некоторых разрезах бывает трудно установить границы раздела песчаников и аргиллитов. Среди тонкоритмичных образований имеются массивные пакеты грубозернистых песчаников и гравелитов, содержащие в некоторых разрезах скудную фауну нуммулитов. Встречаются мощные пласты гравелитов и мелкогалечных конгломератов, состоящих из темно-серой алевритовой базальной рыхлой заполняющей массы с включенными в нее редкими окатанными обломками главным образом кварца. Такие пласты обычно переходят (подстилаются и перекрываются) в темно-серые массивные глинистые алевролиты, аналогичные по составу заполняющей массе конгломератов. Иногда грубообломочные породы слагают горизонты до нескольких десятков или даже первых сотен метров. Такие горизонты приурочены, по-видимому, к стратиграфически более высоким частям описываемой толщи, мощность которой достигает, вероятно, нескольких сотен метров.

В структурном отношении эта толща представляет собой моноклиналичную чешую, породы которой падают на юго-запад под меловые образования зоны Пенинских утесов, надвинутую или взброшенную на олигоценовые отложения Дуклянской зоны.

Палеогеновые отложения междуречья Боржавы — Тисы

Юго-восточнее долины Боржавы к Мармарошской утесовой зоне примыкает Раховская и Поркулецкая зоны (Буров и соавт., 1971), где палеогеновые отложения не установлены. С ними с северо-востока граничат Лужанская и Близницкая подзоны Дуклянской зоны (Буров и соавт., 1971). Здесь палеоценовые и эоценовые образования, без перерыва сменяющие темноцветные меловые отложения, представлены толщей (несколько сотен метров) массивно-слоистых песчаников, а затем грубого и тонкоритмичного флиша.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ МАРМАРОШСКОЙ И ПЕНИНСКОЙ УТЕСОВЫХ ЗОН В ПАЛЕОГЕНЕ

Область Закарпатских утесов (Закарпатский глубинный разлом) разделяет две различные части Карпат — внешнюю и внутреннюю. В то же время сама эта область резко отличается как от северного (внешнего), так и от южного (внутреннего) элементов Карпатской дуги. Эти различия (литолого-фациальные, структурные, формационные и т. д.) являются следствием различной истории геологического развития каждой из этих трех крупных тектонических единиц. Проследим палеогеновый этап истории развития Мармарошской и Пенинской утесовых зон, сопоставляя его в общих чертах с историей соседних (внутреннего и внешнего) элементов Украинских Карпат.

На заключительных этапах позднемиоценового времени в области Закарпатских утесов существовал единый относительно мелководный (парагеосинклинальный) морской бассейн, унаследованный от ранних этапов мелового периода (рис. 28). Накапливавшиеся в нем маломощные нефлишевые пуховские мергели лишь в конце маастрихта кое-где сменились флишондными осадками ярмутской свиты. От седиментационной области Внешних Карпат, где формировались флишевый комплекс березнянской свиты, мощные песчаные толщи бачавской, буркутской и терешовской свит, пестроцветные глинисто-мергельные осадки суховской свиты, этот бассейн отделяла Мармарошской кордильерой; Южно-Пенинская кордильера отделяла его от мелового бассейна Внутренних Карпат, в котором отлагались темноцветные терригенные осадки аспидного типа (кричевская свита).

В датский век и в раннем палеоцене также существовала единая седиментационная область Закарпатских утесов (рис. 29). В ее внутренней (пенинской) части продолжалось накопление нефлишевых терригенно-карбонатных осадков, полностью затем денудированных перед палеогеновой трансгрессией; свидетельства этого времени в зоне Пенинских утесов мы находим теперь лишь в виде обломков в базальных конгломератах вульховчикской свиты. Во внешней (мармарошской) части существование морского режима в

датское — раннепалеоценовое время предполагается на основании находок в метовской свите переотложенных датских и палеоценовых комплексов мелких фораминифер.

На северо-западном окончании Мармарошского массива отложения турона — нижнего эоцена не обнаружены. Можно предположить, что эта область в послесеймульское время была сушей. Однако в палеогеновых отложениях, развитых на этой территории, часто встречаются переотложенные комплексы мелких фораминифер верхнемелового (турон — сенон) и дат-палеоценового возраста. Где

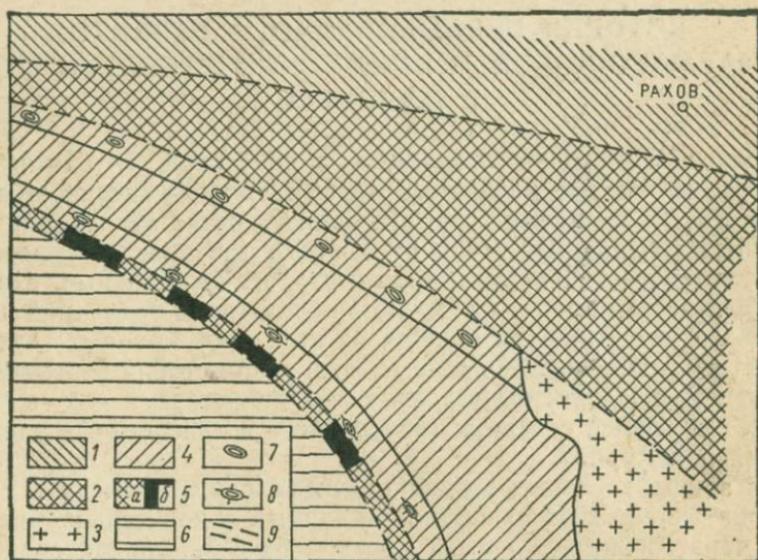


Рис. 28. Палеогеографическая схема украинской части области Закарпатского глубинного разлома в кампан-маастрихтское время (по С. С. Круглову и С. Е. Смирнову, 1967₃).

1— область накопления верхнемеловых осадков Черногорской, Поркулецкой и Дуклянской зон; 2— ценопленнизированная суша; 3— Мармарошский кристаллический массив; 4— область накопления пуховских и ярмутских осадков; 5— Южно-Пенинская кордильера (а — подводная, б — надводная части); 6— область накопления черного мела (фундамент Закарпатского прогиба); 7— полоса развития мармарошских олистолитов; 8 — зона Пенинских утесов; 9 — разломы.

же источник этой фауны? Где находились те верхнемеловые отложения, за счет размыва которых формировались осадки уже палеогенового бассейна на северо-западном окончании Мармарошского массива? Поскольку на массиве нет отложений турона-палеоцена, следует предположить, что они либо полностью размывы, либо отсутствовали здесь вообще, а накопление их происходило на территории той кордильеры (Мармарошской), которая и раньше, в сеймульское время, служила источником терригенного материала для зоны Мармарошских утесов и северо-западного окончания Марма-

рошского массива. Второе предположение представляется более вероятным.

На ранних этапах палеогенового времени происходят коренные изменения седиментационной обстановки в области Закарпатского глубинного разлома.

В зоне Пенинских утесов началу формирования базальных конгломератов палеогена (вувльховчикской свиты) предшествовала интенсивная фаза складчатости, о чем свидетельствует дислоцирован-

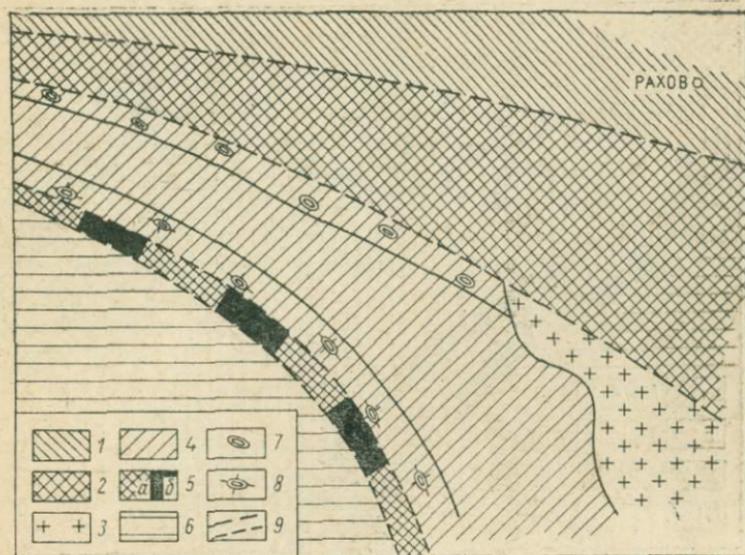


Рис. 29. Палеогеографическая схема украинской части области Закарпатского глубинного разлома в датско-раннепалеоценовое время (по С. С. Круглову и С. Е. Смирнову, 1967 г.).

1 — область накопления датских — нижнепалеоценовых осадков Черногорской и Дуклянской зон; 2 — денудированная суша; 3 — Мармарошский кристаллический массив; 4 — область накопления датских — нижнепалеоценовых осадков Мармарошской и Пенинской утесовых зон; 5 — Южно-Пенинская кордильера (а — подводная, б — надводная части); 6 — Закарпатский внутренний прогиб; 7 — полоса развития мармарошских олистолитов; 8 — зона Пенинских утесов; 9 — разломы.

ность и глубокий размыв пуховских мергелей и ярмутского флиша. Ларамийская фаза складчатости и явилась, вероятно, начальным этапом формирования гигантской тектонической брекчии — зоны Пенинских утесов. В это время нижнемеловые, юрские карбонатные (и более древние) образования были разбиты на блоки, выдвинуты по разломам и подняты над уровнем моря в виде кордильеры. В начале раннего эоцена зона Пенинских утесов становится сильно расчлененной сушей, на которой денудацией почти повсеместно уничтожаются палеоценовые и датские отложения, а также в значительной степени ярмутская и пуховская свиты. Затем происходит погружение южной части зоны и на нее трансгрдирует море, про-

ниже сюда, вероятно, с юга. Объектом денудации становится сочлененная по разломам с остальной территорией зоны Пенинских утесов ее внешняя часть (Северо-Пенинская кордильера), отделяющая с начала палеогена зону Мармарошских утесов и Внешние Карпаты от собственно пенинского бассейна (рис. 30). Эта суша имела сильно расчлененный рельеф. В строении ее принимали участие юрские (и более древние), меловые и, возможно, сохранившиеся от размыта дат-палеоценовые образования. Часть каких-то бо-

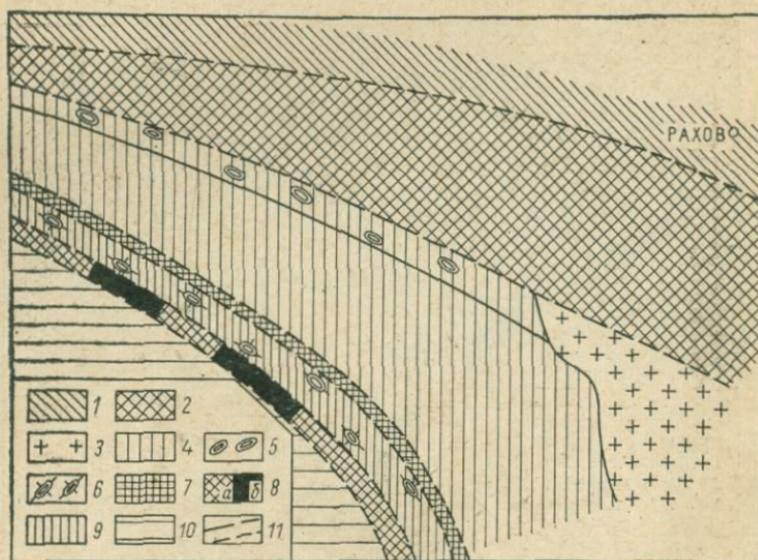


Рис. 30. Палеогеографическая схема украинской части области Закарпатского глубинного разлома в позднем палеоцене — эоцене (по С. С. Круглову и С. Е. Смирнову, 1967 г.).

1 — область накопления палеогеновых осадков Черногорской и Дуклянской зон; 2 — пенеппенинизированная суша; 3 — Мармарошский кристаллический массив; 4 — область накопления палеогеновых осадков зоны Мармарошских утесов; 5 — полоса развития мармарошских олистолитов; 6 — область развития Пенинских утесов; 7 — резко расчлененная Северо-Пенинская кордильера; 8 — Южно-Пенинская кордильера (а — подводная, б — надводная части); 9 — область накопления палеогеновых осадков в зоне Пенинских утесов; 10 — область накопления палеогеновых осадков Внутренних Карпат; 11 — разломы.

лее древних отложений была представлена конгломератами, содержащими гальки и валуны неметаморфизованных гранитоидов. О происхождении последних за счет размыта каких-то древних конгломератов свидетельствует очень хорошая окатанность всех галек гранитоидов в базальных отложениях вульховчикской свиты.

К югу от Северо-Пенинской кордильеры с раннего эоцена шло накопление палеогенового флиша вульховчикской свиты и прочих слоев Восточной Словакии, а также, вероятно, грубообломочных образований, выделяемых в Западной Словакии под названием упглавских конгломератов, в Польше — златнянских слоев (Смирнов, 1969₁). К северу от этой кордильеры формируются осадки палеоге-

на Мармарошских утесов, а далее на запад — эоценовые отложения Дуклянской и Магурской зон Внешних Карпат. Южнее зоны Пеннинских утесов в палеогеновое время продолжала существовать Южно-Пенинская кордильера, отделявшая пенинский бассейн от седиментационной области Внутренних Карпат, где в это время наблюдалась резкая дифференциация условий осадконакопления, выразившаяся в формировании в разных частях бассейна отличных терригенных толщ (подгальский флиш, лазовская, байловская, дубравская свиты).

В пределах обширного седиментационного бассейна, включавшего зону Мармарошских утесов, северо-западное окончание Мармарошского массива, впадину Марамуреш и север Трансильвании, уже в раннем эоцене четко обособились две различные по условиям осадконакопления части: внешняя и внутренняя. Во внешней, относительно мелководной (интрагеоантиклинальной) части бассейна происходило формирование отложений метовской свиты. На границе мела и палеогена здесь так же, как и в зоне Пеннинских утесов, вероятно, имел место кратковременный перерыв в осадконакоплении. Следы же ларамийской складчатости здесь не установлены. В тех единичных случаях, когда непосредственно наблюдается залегание метовской свиты на меловых образованиях, устанавливается небольшой размыв ярмутской свиты при отсутствии углового несогласия между меловыми и палеогеновыми породами. Седиментация во внешней части бассейна начинается в раннем эоцене накоплением нефлишевых терригенных главным образом песчано-гравийных осадков (нижний горизонт метовской свиты). В сложении Мармарошской кордильеры, с северо-востока ограничивавшей в это время бассейн, основную роль играли древние метаморфические образования (кварциты, кварцевые, серицито-кварцевые, мусковито-кварцевые, магнетито-мусковитовые сланцы, мусковитовые гнейсы). Подчиненное положение занимали триасово-юрские карбонатные породы. В среднем эоцене происходит значительное опускание и резко сокращается поступление терригенного материала с пенецпленнизированной к тому времени Мармарошской кордильеры; повсеместно во внешней части бассейна накапливаются глинисто-карбонатные осадки (мергельный горизонт метовской свиты).

В восточном направлении трансгрессия палеогенового моря распространилась в начале среднего эоцена, захватив северо-западные отроги Мармарошского кристаллического массива, которые с этого времени до олигоцена включительно были частью обширной седиментационной области Марамуреша и северной Трансильвании. Вдоль внешней периферии этой области в среднем и начале позднего эоцена формировались базальные отложения нефлишевой эпиконтинентальной толщи (конгломератовый горизонт великобанской свиты на северо-западной окраине Мармарошского массива, конгломераты и песчаники Прислопа в Марамурешской впадине). Источником обломочного материала для них служили древние метаморфические, мезозойские карбонатные, а кое-где и вулканогенные

образования. В позднем эоцене на всем обширном пространстве бассейна Марамуреш вдоль его узкой внешней периферии формируются глинисто-карбонатные осадки (мергельные горизонты метовской и великобанской свит на украинской территории, мергели Вазера в Румынии).

В начале олигоцена в пределах внешней полосы происходит полное выравнивание условий седиментации. Лишь в это время Марамурешский бассейн соединился, вероятно, в районе с. Долгого с олигоценовым бассейном Внешних Карпат: дусинские, менилитовые, дизодиловые фации (темноцветные глинистые и карбонатно-глинистые образования) широко развиты в олигоцене Дуклянской зоны, в лужской свите и в разрезе эпиконтинентальных отложений Румынского Марамуреша. В пределах последнего, кроме этих темноцветных образований, а также на более поздних этапах олигоценового времени накапливались мощные песчаные толщи. Например, среди битуминозных мергелей и дизодиловых сланцев Карелор (Patrului, Dimitrescu, Bleahu, 1955) встречаются вкладки так называемых «песчаников Бирцу» — массивнослоистых грубозернистых курбикортикальных пород. Выше темноцветных образований в эпиконтинентальном разрезе Румынского Марамуреша залегают обычно «песчаники Борши» — достигающая 2000 м толща тонкозернистых среднеслоистых курбикортикальных песчаников с прослоями мергелей и аргиллитов.

На обширных пространствах описываемого бассейна, в его внутренних частях, наиболее глубоководных и подвижных, в эоцене существовал интрагеосинклинальный режим. Здесь формировалась мощная толща пестроцветного флиша с крупными линзами массивных песчаников (шопурская и драговская свиты Внутренней подзоны зоны Мармарошских утесов), пестроцветный флиш или слои Петрова центральных частей Румынского Марамуреша). Процесс осадконакопления на севере внутренней части бассейна завершился, вероятно, в конце позднего эоцена, на юге же, в Марамуреше, в олигоцене еще продолжалось накопление песчаных толщ (аналоги песчаников Борши эпиконтинентального разреза).

В пределах внутренних частей седиментационного бассейна Флишевых Карпат, примыкающих с севера к Мармарошской кордильере, на завершающих этапах позднемиоценового времени накапливались резко отличные от нефлишевых мергельных толщ Мармарошской и Пенинской утесовых зон темноцветные флишевые, а иногда глинистые пестроцветные осадки. Этот седиментационный процесс в Магурской и Дуклянской зонах без перерыва (в отличие от описанного выше «утесового» бассейна) сменился в палеоцене накоплением песчаных толщ и грубого флиша, которое затем в эоцене уступило место формированию тонкоритмичных, иногда пестроцветных флишевых осадков. Таким образом, в палеогеновое время тоже (исключая олигоцен) условия осадконакопления во внутренних зонах седиментационной области Флишевых Карпат резко отличались от седиментационной обстановки, которая наблюдалась в Пе-

нинском и Мармарошском бассейнах, особенно в прибрежных (внешних, примыкающих с юга к Мармарошской кордильере) частях последнего.

На рубеже палеогеновой и неогеновой эпох происходит резкое изменение развития области Закарпатских утесов. В основную карпатскую (предмиоценовую) фазу складчатости формируется в общих чертах современная структура рассматриваемого региона. В это время происходит погружение Северо-Пенинской кордильеры, разделявшей пенинский и мармарошский палеогеновые бассейны. В погружение вовлекается и южная часть Внутренней (Монастырецкой) подзоны зоны Мармарошских утесов. Меловые и палеогеновые отложения Пенинской зоны по крутому надвигу приводятся вприкрык с верхними горизонтами моноклиналиной толщи драговских песчаников, а северо-западнее Боржавы — с меловыми и палеогеновыми отложениями Дуклянской и Магурской зон. В это же время происходит существенное усложнение внутреннего строения зоны Пенинских утесов. Здесь формируются многоярусные покровные структуры. В зоне Мармарошских утесов в это время происходит тектоническое обособление продольных блоков — Внутренней и Внешней подзон. Северо-восточная часть последней резко воздымается. На многих участках на дневную поверхность выходят меловые отложения соймкульской свиты. В целом комплекс меловых и палеогеновых образований зоны Мармарошских утесов надвигается к северо-востоку, перекрывая погружившуюся Мармарошскую кордильеру и причленяясь к меловому флишу Внешних Карпат.

Савский орогенез, широко проявившийся в области Закарпатского глубинного разлома, был для большей части этого региона, по-видимому, последней фазой складчатости. Миоценовые движения лишь в незначительной степени захватили только отдельные части зоны Пенинских утесов. Это выразилось в надвигании на некоторых участках пуховских мергелей к югу на палеогеновые и миоценовые образования Закарпатского прогиба (Восточная Словакия, бассейны Ужа, Большой Угольки — Лужанки) или в надвигании магурского флиша на меловые и палеогеновые отложения зоны Пенинских утесов (Восточная Словакия, бассейн Ужа). В предбурдигальское время южная периферия зоны Пенинских утесов была вовлечена в погружение Закарпатского внутреннего прогиба, и здесь формировались осадки миоцена. Еще южнее эти же миоценовые образования отлагались, возможно, на центральнокарпатском (татровепоридном) основании. Конседиментационный барьер (Южнопенинская кордильера), разделяющий пенинский и центральнокарпатский бассейны в меловом и палеогеновом периодах, в неогене уже не оказывал влияния на ход осадконакопления.

В плиоценовое время по древним разломам, ограничивавшим с юго-запада область Закарпатских утесов, происходит излияние магмы, проникшей в некоторых случаях в форме интрузий в меловые и палеогеновые породы Пенинской и Мармарошской утесовых зон, или в виде эффузивов перекрывшей значительные участки региона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заканчивая рассмотрение палеогеновых отложений утесовых зон Закарпатья, кратко подытожим полученные новые данные и сделанные на их основе выводы, а также в общих чертах наметим круг наиболее актуальных проблем, ожидающих своего решения.

Новые положения удобно объединить в три самостоятельные группы.

А. Разработка, дополнение и детализация схемы стратиграфии палеогеновых отложений Мармарошской и Пенинской утесовых зон и северо-западного окончания Мармарошского кристаллического массива.

1. Проведена стратификация флишоидных и карбонатно-глинистых образований, развитых вдоль северо-восточной периферии зоны Мармарошских утесов и выделенных раньше под названием метовской свиты. Результаты изучения стратиграфических взаимоотношений слагающих ее литологических комплексов (терригенных флишоидных образований и пестроцветных мергелей), а также находки нуммулитов и мелких фораминифер позволяют относить метовскую свиту к эоцену. Впервые установленные в зоне Мармарошских утесов олигоценовые отложения — черные массивные и тонко-слоистые аргиллиты с пакетами темно-серых и черных мергелей, тонкими редкими прослойками песчаников и кремней — отнесены к выделенной А. Л. Кривиним лужской свите.

2. Доказана принадлежность к зоне Мармарошских утесов толщи песчаников драговской свиты, которая долгое время считалась палеогеновым элементом Пенинской зоны. Теперь же результаты наблюдений над естественными обнажениями дают основание утверждать, что драговские песчаники венчают разрез палеогена зоны Мармарошских утесов, нормально залегая на мощной флишевой толще шопурской свиты.

3. В пределах зоны Пенинских утесов установлен собственный комплекс палеогеновых отложений, трансгрессивно перекрывающий пуховские мергели и другие меловые образования. По фауне нуммулитов и мелких фораминифер определен нижне-среднеэоценовый возраст этого комплекса, выделенного под названием вульфовичикской свиты. Наиболее характерными ее элементами являются гравелиты, состоящие из идеально окатанных и отсортированных обломков мергелей, известняков и других пород, свойственных Пе-

нинской зоне, а также базальные конгломераты, сложенные обломками тех же «утесовых» пород со значительной примесью экзотических образований — гранитоидов, разнообразных эффузивов, кварцитов и других пород, не встречающихся в современном денудационном срезе Карпат.

4. На северо-западном окончании Мармарошского кристаллического массива установлено трехчленное строение палеогенового комплекса: базальные конгломераты, серо-зеленые и пестроцветные мергели (великобанская свита, средний — верхний эоцен); черные аргиллиты с редкими прослоями песчаников и кремней (лужская свита, олигоцен).

Б. Выяснение структуры палеогенового комплекса Мармарошского пояса и зоны Пенинских утесов.

1. Следует согласиться с высказанным раньше мнением о разделении зоны Мармарошских утесов на две структурно-фациальные единицы. Нельзя, однако, принять предлагаемый многими сторонниками такой точки зрения объем единиц. Во Внешнюю подзону зоны Мармарошских утесов следует включать меловые образования соймульской, пуховской и ярмутской свит и палеогеновые (нижний эоцен — олигоцен) отложения метовской и лужской свит. Внутренняя подзона, причленяющаяся к Внешней по тектоническому контакту, сложена мощным флишевым комплексом шопурской свиты и драговскими песчаниками.

2. Внутреннее строение обеих подзон определяется моноклиналильным падением на юго-запад слагающих их меловых и палеогеновых образований. Широко развиты здесь продольные и поперечные дизъюнктивные нарушения, которые особенно четко прослеживаются во Внешней (Вежанской) подзоне. В Монастырецкой подзоне, сложенной комплексом шопурского флиша и драговских песчаников, не содержащим маркирующих горизонтов, такие нарушения картируются с большим трудом. Амплитуды дизъюнктивных (и складчатых) дислокаций нигде не превышают величину мощности свит.

3. Внутренняя граница зоны Мармарошских утесов на всем протяжении выражена региональным разрывным нарушением, по которому верхние горизонты драговских песчаников контактируют с взброшенными или круто надвинутыми на них меловыми и палеогеновыми отложениями зоны Пенинских утесов.

4. В зоне Пенинских утесов палеогеновые отложения (вульховчикская свита) вместе с меловыми и юрскими образованиями участвуют в формировании внутренней структуры, одним из характерных элементов которой являются двух-, трехъярусные и более сложные покровные сооружения.

5. Внешняя граница зоны Пенинских утесов представляет собой крутой региональный взброс, переходящий местами в надвиг небольшой амплитуды. С северо-востока к Пенинской утесовой зоне примыкают палеогеновые образования зоны Мармарошских утесов (восточнее р. Боржавы), а также меловой и палеогеновый флиш

Дуклянской (?) и Магурской зон Внешних Карпат. На юго-западе меловые и палеогеновые образования зоны Пеннинских утесов также по региональному разрыву контактируют с темноцветными меловыми отложениями фундамента Закарпатского прогиба.

В. Полученные в итоге проведенных исследований новые данные и сделанные на их основе оригинальные стратиграфические и структурные построения позволили уверенно сопоставить палеогеновые комплексы Пеннинской и Мармарошской утесовых зон и северо-западного окончания Мармарошского кристаллического массива с одновозрастными отложениями соседних тектонических элементов (Смирнов, 1969, 1970). Результатом такого сопоставления явился ряд выводов.

1. На всем протяжении Пеннинского пояса можно выделить собственно утесовый комплекс палеогеновых отложений со специфическими структурными и литолого-фациальными особенностями, резко отличный от синхронных образований Внешних (Флишевых) Карпат и Мармарошской утесовой зоны с одной стороны и от палеогена, установленного в фундаменте Закарпатского прогиба, и центральнокарпатского флиша — с другой.

2. На украинской территории этот комплекс представлен вульховчикской свитой. Ее стратиграфические и литофациальные аналоги можно найти в пределах всего Утесового пояса Западных Карпат. В восточной Словакии — это прочские слои бенятинского флиша, в Польше — златнянские слои, в Западной Словакии — палеоцен — нижнеэоценовые грубокластические отложения.

Кроме того, в западной части Пеннинского утесового пояса на различных стратиграфических уровнях в меловом разрезе выделяются несколько терригенных горизонтов, которые тоже можно сопоставить с вульховчикской свитой. Коррелятивами здесь служат уже не фаунистическая характеристика этих горизонтов, а их специфический вещественный состав и территориальная приуроченность только к Утесовому поясу. Такими горизонтами являются упоглавские слои и заскальские брекчии в Западной Словакии, а также южная фация ярмутских слоев в Польше.

3. Следует, вероятно, пересмотреть выводы о стратиграфическом положении терригенных комплексов типа упоглавских слоев, заскальских брекчий и так называемой «южной фации ярмутских слоев». При этом, исходя из структурного положения, вещественного состава этих пород и взаимоотношения их с другими отложениями в разрезе, нужно особенно тщательно изучить вопрос возможной переотложенности содержащейся в них меловой микрофауны. В результате детализации подобных исследований можно ожидать получения данных, которые позволят отнести эти терригенные образования к палеогену.

4. К палеогеновому комплексу Пеннинского утесового пояса на территории Польши нужно, по-видимому, относить не только златнянские слои, но и «южную фацию ярмутских слоев», исключив ее из Магурского покрова. Обоснованием вероятности такого предпо-

ложения может служить повсеместное залегание тех и других пород на мезозойском утесовом основании, сходство их вещественного состава и резкие литофациальные отличия от палеогеновых образований Магуры.

5. Не исключено, что в Восточной Словакии к палеогену Утесового пояса следует относить только нижнюю часть разреза бенятинского флиша — прочские слои, а возможно и пестрые слои северного (иновского) типа развития. Более молодые же горизонты бенятинского флиша — менилитовые и кросненские слои иновского типа, а также песчано-глинистые и шаришские слои южного типа будут принадлежать соответственно магурскому и центральнокарпатскому палеогену. Гравелиты же суловского типа, связанные нормальными взаимоотношениями с прочскими слоями, придется в таком случае считать составной частью последних.

6. Палеогеновые комплексы Мармарошского пояса Украинских Карпат в литофациальном, возрастном и структурном отношении очень четко параллелизуются с палеогеном бассейна Марамуреш Румынии. Нефлишевым образованиям метовской, великобанской и лужской свит отвечают эоценовые песчаники Прислопа и мергели Вазера, олигоценые черные менилитовые и дизодиловые сланцы, развитые, как и на украинской территории, во внешних частях региона. Глубоководным флишевым, иногда пестроцветным отложениям центральных районов Марамуреша соответствуют шопурская и драговская свиты зоны Мармарошских утесов.

7. Нельзя считать обоснованной параллелизацию палеогена Мармарошского пояса Украины и Румынского Марамуреша с палеогеновым флишем Магуры. Комплекс меловых (соймульские конгломераты, песчаники и алевролиты с утесами-олистолитами мезозойских и более древних пород, пуховские мергели, ярмутский флиш) и палеогеновых (метовская, лужская, шопурская и драговская свиты) отложений, прослеживающийся без существенных литологических изменений на всем протяжении зоны Мармарошских утесов, выклинивается в бассейне р. Боржавы и нигде западнее не встречается*.

Мнение о единстве магурского и марамурешского палеогеновых комплексов, впервые высказанное Д. Патрулиусом на основании литологического сходства пестроцветных флишевых толщ Магуры и Марамуреша и терригенно-карбонатных отложений Подгаля и Марамуреша, поддерживается теперь многими геологами. Магуру (или часть ее) сопоставляют кроме того, только с внутренними элементами Мармарошской зоны, с Раховской зоной, с Раховской и Мармарошской зонами. Существование нескольких взаимоисключающих вариантов сопоставления Магуры определенно свидетельствует об отсутствии юго-восточнее р. Латорицы очевидных ее ана-

* Можно отметить литолого-фациальное сходство темноцветных образований лужской свиты с породами дусинской и турицкой свит Дуклянской зоны, что, однако, свидетельствует лишь о близости условий накопления этих осадков.

логов. Более обоснованным представляется мнение о фациальном и тектоническом выклинивании этой структурной единицы в междуречье Ужа и Латорицы. Мармарошская же утесовая зона также выклинивается на украинской территории в бассейне Боржавы.

В палеогене Мармарошской и Пенинской утесовых зон имеется также немало невыясненных и дискуссионных вопросов, для окончательного решения которых необходимо проведение дальнейших исследований.

А. В области стратиграфии к их числу относится прежде всего проблема микропалеонтологической корреляции палеогеновых отложений утесовых зон, в которой можно выделить два наиболее существенных аспекта.

а. Первый связан с обедненностью палеогеновых образований и особенно палеогенового флиша микрофауной вообще и планктонными фораминиферами в частности. Во флише очень редко встречаются лишь комплексы агглютированных фораминифер, вертикальное распространение которых изучено далеко недостаточно и изменения которых, вероятно, в значительной степени зависят от изменений фациальной обстановки. Одной из основных задач исследований палеогена утесовых зон (и Карпат в целом) является познание этой зависимости, которое должно не только приблизить нас к пониманию стратиграфического значения агглютированных комплексов, но и облегчить решение многих вопросов стратиграфии палеогенового флиша.

б. Второй аспект этой проблемы связан с переотложением остатков меловых организмов в осадках палеогена. Частые находки меловых фораминифер во всех палеогеновых свитах Мармарошской и Пенинской утесовых зон, а также в палеогене многих тектонических единиц Внешних (Флишевых) Карпат и многочисленные подобные факты, известные из публикаций по другим районам Средиземноморской области, свидетельствуют о широком распространении явления переотложения. Однако оно не привлекает должного внимания исследователей, что нередко бывает причиной ошибочных стратиграфических построений.

С отмеченной проблемой тесно связано большинство из оставшихся невыясненными вопросов стратиграфии палеогена Мармарошской и Пенинской утесовых зон.

1. Предложенному выше варианту сводного разреза метовской свиты противоречит дат-палеоценовая микрофауна, встреченная в некоторых изолированных выходах пестроцветных мергелей, идентичных отнесенным в сводном разрезе к среднему — верхнему эоцену. Для дальнейшего изучения можно поставить вопрос: не являются ли эти породы с дат-палеоценовой микрофауной вторым (более древним) мергельным горизонтом в разрезе метовской свиты? Его решение будет способствовать выяснению проблемы взаимоотношений мела и палеогена в зоне Мармарошских утесов.

2. Нет единого мнения о возрасте мощной толщи тонкоритмичного серо-зеленого флиша с линзами-пакетами пестроцветов и мас-

сивных песчаников (шопурской свиты). Причина этого заключается как в различном понимании литологического объема и структурного положения этой толщи, так и в различном подходе к оценке роли содержащихся в ней комплексов агглютинированных фораминифер. В тонкоритмичном флише шопурской свиты нередко встречаются сеноман—туронские и сенонские комплексы мелких фораминифер. Здесь также известны две находки сенонских иноцерамов. Это позволило выделить в тонкоритмичной толще верхнемеловые звенья (калинская свита О. С. Вялова). Однако в ряде пунктов вторичное залегание меловых ассоциаций доказано находками палеогеновых форм, что дало основание предполагать переотложенность меловой микрофауны (в тонкоритмичном флише) и в других случаях. Учитывая дискуссионность такого допущения (особенно если речь идет о иноцерاماх), следует признать необходимым проведение дальнейших исследований для окончательного решения этого вопроса.

Б. В тектонике палеогеновых комплексов Мармарошской и Пенинской утесовых зон также имеются невыясненные проблемы.

1. Проблема структурного положения зоны Мармарошских утесов в Карпатской складчатой системе, проблема структурных и фациальных взаимоотношений этой зоны с Магурским покровом. Многие исследователи полагают, что зона Мармарошских утесов является продолжением Магуры. Отдавая предпочтение менее распространенному мнению о выклинивании зоны Мармарошских утесов в бассейне Боржавы, а Магурской зоны в междуречье Ужа и Латорицы, следует признать дискуссионность этой проблемы. Для решения ее большое значение имеет выяснение структурной принадлежности узкой полосы, примыкающей с северо-востока к зоне Пенинских утесов между городом Свалявой и селом Долгим.

2. Важное значение имеет выяснение проблемы взаимоотношений шопурской и лужской свит. В настоящей работе эти взаимоотношения рассматриваются как тектонические. В то же время некоторые факты могут быть истолкованы в пользу нормального перехода лужской свиты в шопурский флиш. От решения этой проблемы зависят окончательная расшифровка структуры палеогенового комплекса зоны Мармарошских утесов и выяснение стратиграфического положения мощной толщи шопурской и драговской свит.

Кроме отмеченных выше проблем, в Мармарошской и Пенинской утесовых зонах имеется целый ряд нерешенных частных вопросов, относящихся к стратиграфии, литологии, тектонике палеогенового комплекса. Их выяснение, которое может быть достигнуто в результате дальнейших исследований, облегчит понимание многих проблем геологии такого сложного, но в то же время исключительно интересного региона, каким являются утесовые зоны Советского Закарпатья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беэр М. А., Бызова С. Л. Новые данные по соотношению структурно-фашиальных зон внутренней части Советских Карпат. Карпато-Балканская геологическая ассоциация. VIII конгресс. Белград. Сентябрь 1967. Доклады. Ч. I, «Геотектоника». Белград, 1967, с. 41—47.
- Вялов О. С. Тектоника. — В кн.: «Проблема промышленной нефтеносности и газоносности западных областей УССР». Т. I и II. Киев, изд-во АН УССР, 1954, с. 107—152.
- Вялов О. С. Магурська зона в західній частині Закарпаття. — «Гесл. журн.», 1965₁, т. XXV, вип. 1, с. 61—64.
- Вялов О. С. Основные проблемы тектоники Карпат. В кн. «Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений». Ч. I, «Геология Карпатской нефтегазоносной провинции. Сер. геол. и геохим. горюч. ископ.» Киев, «Наукова думка», 1965₂, с. 5—35.
- Вялов О. С. Некоторые вопросы тектоники Карпат. В кн. «Тектоника Карпат. Сер. геол. и геохим. горюч. ископ.», вып. 2. Киев, «Наукова думка», 1966, с. 3—22.
- Вялов О. С., Буров В. С., Муравецкий В. Н. О характере фундамента западной части Закарпатского прогиба. Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 4, с. 874—877.
- Вялов О. С., Пастернак С. И. Новые находки иноцерамов в закарпатском флише. Львов, изд-во Львов. ун-та, 1956, с. 203—209. (Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 2—3).
- Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат. М., «Недра», 1971, 392 с. («Труды Укр. науч.-исслед. геол.-разв. ин-та», вып. 25). Авт.: Буров В. С., Глушко В. В., Гонтовой И. З. и др.
- Геология нефтяных и газовых месторождений Украинской ССР. М., Госгостехиздат, 1963, с. 315. Авт.: Глушко В. В., Клиточенко И. В., Крамаренко В. Н. и др.
- Глушко В. В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М., «Недра», 1968, 263 с.
- Глушко В. В., Кульчицкий Я. О., Шакин В. А. Основные черты тектоники и перспективы нефтегазоносности Украинских Карпат. — В кн. «Геология Карпатской нефтегазоносной провинции». Сер. «Геол. и геохим. нефт. и газ. м-ний». Киев, «Наукова думка», 1965, с. 53—70.
- Гофштейн И. Д. О фазах складчатости в Утесовой зоне Карпат. — В кн. «Тектоника Карпат». Сер. «Геол. и геохим. нефт. и газ. м-ний». Киев, «Наукова думка», 1966, с. 45—52.
- Гофштейн И. Д., Дабагян Н. В. Лужанский конгломерат — верхнепалеоценовая свита Утесовой зоны Карпат. В кн. «Вопросы геологии Карпат». Львов, изд-во Львовск. ун-та, 1967, с. 87—89.
- Гофштейн И. Д., Краевская А. Л. О структуре Утесовой зоны Карпат. — В сб. «Тектоника Карпат». Сер. «Геол. и геохим. нефт. и газ. местор.». Киев, «Наукова думка», 1966, с. 34—44.
- Гуревич К. Я. Даниловская опорная скважина. — В кн. «Опорные скважины СССР». Ч. I. «Восточные и западные области УССР». Л., Госгостехиздат, 1960, с. 284—339. («Труды Всесоюз. науч.-исслед. геол.-разв. ин-та», вып. XXIV.)
- Дабагян Н. В., Круглов С. С., Смирнов С. Е. Литология и стратиграфия мелового и палеогенового чехла зоны Закарпатских утесов. В кн. «Материалы по геологии и нефтегазоносности Украины». М., «Недра», 1965₁, с. 78—86. («Труды Укр. науч.-исслед. геол.-разв. ин-та», вып. XIV.)

Дабаян Н. В., Круглов С. С., Смирнов С. Е. Новые данные по стратиграфии палеогена зоны Мармарошских утесов (Закарпатье). — «Советская геология», 1965, № 9, с. 132—134.

Дабаян Н. В., Круглов С. С., Смирнов С. Е. Схема стратиграфии меловых и палеогеновых отложений Закарпатских утесов. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.», 1966, т. XLI, вып. 2, с. 84—93.

Даныш В. В., Жигунова З. Ф., Полонский Б. Т. Геологический профиль через юго-западную часть Украинских Карпат (пересечение Турья Ремета — Полонина Ровная — Ужокский перевал). — В кн. «Вопросы геологии Карпат». Львов, изд-во Львовск. ун-та, 1967, с. 59—66.

Калугин П. И. Развитие карпатского флишевого бассейна в меловом периоде. Баку, изд-во АН АзССР, 1956, с. 267—269. («Труды совещ. по тектонике Альпийской геосинкл. обл. юга СССР»).

Кривин А. Л. Особливості геологічної будови північно-західної окраїни Мармарошського масиву. — «Геол. журн.», 1960, т. XX, вип. 1, с. 17—26.

Кривин А. Л. Геологическое строение района Кобылецкой Поляны (Раховский массив) и Полянского месторождения фосфоритов. Львов, изд-во Львовск. ун-та, 1961, с. 151—172. (Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 7—8).

Кривин А. Л., Маслов В. П. Новые данные по стратиграфии и водорослям верхнего мела — нижнего палеоцена Мармарошского массива. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.» 1962, № 12, с. 61—71.

Круглов С. С. О природе Мармарошских утесов Советских Карпат. Львов, изд-во Львовск. ун-та, 1965, с. 41—54. (Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 9).

Круглов С. С., Портнягина Л. А., Смирнов С. Е. О переотложении остатков фауны и флоры во флише и молассах Советских Карпат. Львов, изд-во Львовск. ун-та, 1967, с. 142—149. (Палеонт. сб., вып. I, № 4).

Круглов С. С., Смирнов С. Е. О сочленении области развития мелового флиша с Мармарошским массивом и утесами в Советских Карпатах. — В кн.: «Геология и нефтегазоносность Советских Карпат». Л., Гостехиздат, 1963, с. 29—51. («Труды Укр. науч.-исслед. геол.-разв. ин-та», вып. 6).

Круглов С. С., Смирнов С. Е. К истории геологического развития Закарпатского глубинного разлома на рубеже мела и палеогена. — «Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.», 1966, т. XLI, вып. 4, с. 133—134.

Круглов С. С., Смирнов С. Е. Структурные положения драгивьских псковиков зоны Закарпатского глубинного разлома. «Доп. АН УРСР. Сер. Б», 1967, № 2, с. 111—115.

Круглов С. С., Смирнов С. Е. Сравнительная характеристика геологического строения Мармарошской и Пенинской утесовых зон Советских Карпат. — В кн.: «Материалы Карпатско-Балканской геологической ассоциации. VIII конгресс». Раздел «Геотектоника». Белград, 1967, с. 147—151.

Круглов С. С., Смирнов С. Е. Геологическая история области распространения Закарпатских утесов в конце мела — начале палеогена. — В кн.: «Вопросы геологии Карпат». Львов, изд-во Львовск. ун-та, 1967, с. 46—58.

Круглов С. С., Смирнов С. Е. Новые данные о геологическом строении области развития Закарпатских утесов. «Бюл. науч.-техн. информ. Сер. геол. мест. пол. ископ., регион. геол.», № 9. М., ОНТИ ВИАЭС, 1967, с. 50—53.

Круглов С. С., Смирнов С. Е. Палеоген зоны Пенинских утесов Советского Закарпатья. — «Советская геология», 1968, № 2, с. 25—35.

Круглов С. С., Смирнов С. Е., Совчик Я. В. Про нижній еоцен зони Мармарошських скель (Закарпаття). — «Докл. АН УРСР. Сер. Б», 1967, № 4, с. 314—317.

Круглов С. С., Смирнов С. Е., Совчик Я. В. Палеоген зоны Подгаля в Советском Закарпатье. — «Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол.», 1967, т. XLII, № 4, с. 47—50.

Кульчицкий Я. О. Схема тектонического районирования Восточных Карпат. Львов, изд-во Львовск. ун-та, 1958, с. 64—74. (Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 5—6).

Кульчицкий Я. О. Стратиграфия меловых и палеогеновых отложений юго-восточной части Восточных Карпат. В кн. Геологическое строение и нефтегазоносность западных и южных областей. Киев, изд-во АН УССР, 1959, с. 207—218.

(«Труды науч.-произв. совещ. по проблемам нефтегазоносности Украины».).

Кульчицкий Я. О. Некоторые проблемные вопросы геологического строения Восточных Карпат. В кн. Материалы VI съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев, «Наукова думка», 1965, с. 277—290.

Кульчицкий Я. О. О покровно-чешуйчатом строении южного склона Украинских Карпат. Львов, изд-во Львовск. ун-та, 1966, с. 79—93. (Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 10).

Кульчицкий Я. О. Основные черты геологического строения Мармарошской и Пеннинской зон Украинских Карпат. — В кн.: «Вопросы геологии Карпат». Львов, изд-во Львовск. ун-та, 1967, с. 35—45.

Кульчицкий Я. О., Каданер Е. И. Стратиграфия меловых и палеогеновых отложений юго-восточной части Мармарошко-Пеннинской фациальной зоны. — В кн.: «Некоторые данные по стратиграфии, литологии, тектонике, нефтегазоносности и промышленной геологии Украины и Кавказа». М., Гостоптехиздат, 1958, с. 45—60.

Кульчицкий Я. О., Лозыняк П. Ю., Пастернак С. И. Фауна моллюсков новой литолого-фациальной разновидности мела Раховской зоны Украинских Карпат. Львов, изд-во Львівськ. ун-та, 1966, с. 70—78. («Палеонт. сб.», № 3, вып. 2).

Кульчицкий Я. О., Петрашкевич М. И., Хлопонин К. Л. К стратиграфии эоцена утесовой зоны Восточных Карпат. Докл. АН СССР, 1957, т. 115, № 2, с. 365—367.

Лазько Е. М., Резвой Д. П. О тектонической природе зоны Карпатских утесов. — «Вісник Львовск. унів. Сер. геол.», 1962, № 1, с. 60—65.

Лешко Б. Геология клипсовых и флишевых зон Восточных Карпат. — «Советская геология», 1963, № 1, с. 53—60.

Литология и стратиграфия меловых и палеогеновых отложений юго-восточной части Внутренних Карпат. — В кн.: «Материалы по геологии и нефтегазоносности Украины». М., Гостоптехиздат, 1963, с. 108—116. («Труды Укр. науч.-исслед. геол.-разв. ин-та», выд. IV). Авт.: Дабаган Н. В., Жилковский Н. И., Круглов С. С., Смирнов С. Е.

Ломизе М. Г., Маслакова Н. И. О верхнемеловом возрасте вулканических образований района Горинчево-Полянское (Восточные Карпаты). — «Вести. Моск. ун-та. Сер. геол.», 1967, № 1, с. 115—118.

Маслакова Н. И., Муратов М. В. Стратиграфия палеогеновых отложений Восточных Карпат. — «Докл. АН СССР», 1951, т. 81, № 3, с. 449—452.

Маслакова Н. И., Чернов В. Г. Новые данные о туронских отложениях на Раховском и Мармарошском массивах Карпат. — «Изв. вузов. Сер. геол. и разв.», 1965, № 1, с. 142—143.

Муратов М. В., Маслакова Н. И. Стратиграфия меловых отложений Восточных Карпат. — «Докл. АН СССР», 1951, т. 81, № 2, с. 261—264.

Немков Г. И. Нуммулиты и орбитоиды Покутско-Мармарошских Карпат и Северной Буковины. — В кн.: «Материалы по биостратиграфии западных областей УССР», М., Госгеолтехиздат, 1955, с. 133—260.

Олігоценові відклади Скелястої зони Українських Карпат — «Доп. АН УРСР. Сер. Б», 1968, № 9, с. 771—774. Авт.: Венгліньський І. В., Бояринцева Н. Я., Жигунова З. Ф., Половський Б. Т.

Пассендорфер Э. Геология Татр и Подгалья. — В кн.: «Геологические исследования в Карпатах». — *Wiul. IG, 181, t. X, Warszawa, 1963, с. 177—208.*

Патрулиус Д., Моташ И., Бляху М. Геологическое строение Румынского Марамуреша. — В кн.: «Материалы Карпато-Балканской геологической ассоциации», № 1. Киев, изд-во АН УССР, 1960, с. 74—89.

Петрашкевич М. И. Геологическое строение Закарпатского внутреннего прогиба. Стратиграфия. Донеогеновые образования. В кн. «Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат». М., «Недра», 1971. С. 216—225. («Труды Укр. науч.-исслед. геол.-разв. ин-та», вып. XXV.)

Петрашкевич М. И., Живко А. М. Краткая характеристика донеогеновых образований Закарпатского внутреннего прогиба. — «Бюл. науч.-техн. информ. Сер. геология, методы поиск. и разв. м-ний нефти и газа», № 7. М., ОНТИ ВИЭМС, 1969, с. 65—67.

Петрашкевич М. И., Совчик Я. В., Шакин В. О. Нові дані про фундамент Закарпатського неогенового прогину. Доп. АН УРСР, № 1, 1966.

Разработка методических указаний и легенды для комплексной геологической съемки масштаба 1:50 000 на территории западных областей Украины (Карпатский регион, юго-западное окончание Русской платформы). — В кн.: «Материалы по геологии и нефтегазовости Украины». М., «Недра», 1965, с. 44—48. («Труды Укр. науч.-исслед. геол.-разв. ин-та», вып. X). Авт.: Глушенко Л. А., Диденко Н. А., Ермоленко Ю. П. и др.

Смирнов С. Е. Сопоставление палеогеновых отложений Пенинского утесового пояса Украины, Словакии и Польши. — «Советская геология», 1969, № 2, с. 48—56.

Смирнов С. Е. До стратиграфії палеогену Мармароських скель (Закарпаття). — «Доп. АН УРСР. Сер. Б», 1969, № 12, с. 1081—1085.

Смирнов С. Е. До стратиграфії палеогену Мармароського кристалічного масиву (Закарпаття). «Доп. АН УРСР. Сер. Б», 1970, № 12, с. 1076—1080.

Смирнов С. Е. Сопоставление палеогена Мармарошского пояса Украинских Карпат с отложениями смежных районов. — «Советская геология», 1971, № 12, с. 60—68.

Стратиграфия Внешних Польских Карпат. — «Biul. Inst. Geol.», 181, t. X, Warszawa, 1963, с. 5—175. Авт.: Беда Ф., Герох С., Кошарски Л. и др.

Стратиграфія палеоцену і еоцену Східних Карпат. — «Доп. АН УРСР», 1958, № 3, с. 310—314. Авт.: Кульчицкий Я. О., Жилковский М. І., Дабагян Н. В. и др.

Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований. Киев, изд-во АН УССР, 1955, 260 с.

Съедин И. М., Чернов В. Г. Пестроцветные конгломераты великобанской свиты Мармарошской зоны Советских Карпат. «Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол.», № 5, 1971, с. 53—66.

Тектоническая зональность юго-западной части флишевой зоны Советских Карпат. Материалы VI съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Киев, «Наукова думка», 1965, с. 255—276. Авт.: Хаин В. Е., Афанасьев С. Л., Маслакова Н. И., Беэр М. А.

Тектоническое развитие Чехословакии. Сб. статей и тектоническая карта масштаба 1:1 000 000. Пер. с англ. под ред. В. Е. Хаина. М., ИЛ, 1968, с. 284. Авт.: Будай Т., Магель М., Матейка А. и др.

Унифицированные схемы стратиграфии верхнемеловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат и прилегающих прогибов. Львов, изд-во Львовск. ун-та, 1966, с. 140—142. («Палеонт. сб. № 3, вып. 2»). Авт.: Грузман А. Д., Дабагян Н. В., Круглов С. С. и др.

Чалый Б. Н. Основные черты геологического строения Магурской зоны Украинских Карпат. Карпато-Балканская геологическая ассоциация. VII конгресс. Ч. I. София, 1965, с. 225—227.

Чалый Б. Н. Об условиях формирования магурского флиша Украинских Карпат. — В кн.: «Геология и геохимия горючих ископаемых», вып. 20. Киев, «Наукова думка», 1969, с. 25—29.

Чалый Б. М., Совчик Я. В. Палеогенові відклади Магурської зони Українських Карпат. Доп. АН УРСР, 1966, № 2, с. 231—235.

Andrusov D. Geologicne vyzkumy v Podkarpatske Rusi v letech 1932—1934. Praha, 1935.

Andruson D. Geologia Československých Karpat. Z. III. Vyd. SAV. Bratislava, 1965, 392 s.

Bieda F. O nowych i malo znanych otwornicach z fliszu Karpat polskich. Roczn. PTG za rok 1948. Kraków, 1949, s. 167—179.

Bieda F., Jednorowska A., Książkiewicz M. Stratigraphy of the magura series around Badia Góra. — «Biul. Inst. Geol.», 211, t. V, cz. 11, Warszawa, 1967, s. 293—324.

Birkenmajer K. Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland (etc.). — «Jb. geol. Bundesanst.», t. 103. Wien, 1960.

Birkenmajer K. Żarys budowy geologicznej pienńskiego pasa skalkowego Polski. «Roczn. PTG», t. XXXV, z. 3. Warszawa, 1965. 327—356 s.

Drooger C. W., Voute C. Sur la présence d'Inocérames dans un niveau post-maestrichtien près d'Ain-Fakroun (Algérie). — «Bull. Soc. Geol. de France», t. I. Paris, 1951.

Ericson D. B., Ewing M., Heezen B. C. Turbidity currents and sediments in North Atlantic. — «Amer. Ass. Petr. Geol.», vol. 36, part 1, No. 3. Tulsa, 1952.

Horwitz L. Nowy przekrój schematyczny przez Pienński Pas Skalkowy. — «Sprawozd. nauk. Państw. Inst. Geol.», t. VIII, zes. 3. Warszawa, 1935, 79—105 s.

Ionesi L. Sur la limite crétacé-paléogène dans le flysch externe des Carpates orientales. Assoc. geol. Carp. — Balk., VIII kongr., t. I. «Geotektonika, stratigrafija, paleogeografija, paleontologija». Beograd, 1967, s. 357—362.

Jacobacci A. Nuovi orientamento nello studio del Flysch appenninico. — «Mam. Soc. Geol., Ital.», vol. IV, 1963.

Kopp K. O. Inoceramen im Tertiär des Mittelmeerraumes. Neue Jahrbuch Geol. Paläont. Mh. H. 11, 1959.

Książkiewicz M. Geologia szczytu Kolo Jodranowa (Karpaty Zachodnie). — «Roczn. Pol. Tow. Geol.», t. 40, zes. 3—4. Kraków, 1971, 377—391 s.

Kuzniar W. Eocen tatrzański. «Spraw. Kom. Tiz.», vol. 42, 1907, s. 25—57.

Lesko B. Paleogen bradlového pásma na východnom Slovensku. Bratislava, 1960, s. 95—104. (Geol. sborn. SAV, Roc. XI, c. 1).

Lesko B., Samuel O. Geológia východoslovenskeho flisa. Vydav. SAV, Bratislava, 1968, 280 s.

Marcucci M. Ritrovamento di inocerami associati a microfauna oligoceniche nel flysch arenaceo di Cargedolo (Appennino modenese). — «Boll. Soc. Geol. Ital.», vol. 84 (1965), fasc. 6. Pisa, 1966, s. 281—294.

Mencik E. O některých tektonických problémech v magurské skupině flise. Geol. prace, Správy 47. Bratislava, 1969, s. 91—128.

Patruşius D., Dimitrescu R., Bleahu M. Cercetari geologice in valea Viselui si in imprejurimile Sacelului (Maramures). — «Dari de Seama ale Sedintelor», vol. XXXIX (1951—1952). Bucuresti, 1955.

Radomski A. Charakterystyka sedymentologiczna flisu podhalańskiego. — «Acta. Geol. Polon.», vol. VIII, n. 3. Warszawa, 1958, s. 335—410.

Renz C. Stratigraphie of Griechenland. Inst. for geology and subsurface research. Athens, 1955.

Sikora W. New Data on the Geology of the Pieniny Klippen Belt. Varsovie, 1962, 203—211 s. («Bull. de l' Acad. Polon. des Scien. Ser. des sci. geol. et geogr.», vol. X, n. 4).

Sikora W. Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Szymbarkiem Ruskim a Nawojowa. Warszawa, 1970. («Biul. Inst. Geol.», 235, t. XIII.).

Ślaczka A. Geologia jednostki Dukielskiej. Warszawa, 1971, 123 s. («Instytut Geologiczny. Prace», t. LXIII.).

Tectonic Development of Czechoslovakia. Collected papers and the tectonic map 1: 1 000 000. Nakl. CSAV. Praha, 1960, 226 s. Aut.: Buday T., Kodym O. (sen.), Mahel' M. and oth.

Watycha L. Uwagi o geologii flisu podhalańskiego we wschodniej czesci Podhala. — «Przegl. geol.», 1959, n. 8, s. 350—356.

Zapalowicz H. Eine geologische Skizze des ostlichen Teils der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpaten. Wien, 1866. («Jahrb. d. k. k. Geol. R. A.», Bd. XXXVI.)

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение	5
Глава I. Схема геологического строения	5
Глава II. Стратиграфия	16
Зона Мармарошских утесов (Вежанская подзона) и северо-западное окончание Мармарошского кристаллического массива	16
Метовская свита	21
Описание частных разрезов	21
Характеристика сводного разреза	26
Стратиграфическое положение	28
Великобанская свита	32
Описание частных разрезов	32
Характеристика сводного разреза	36
Стратиграфическое положение	37
Лужская свита	39
Описание частных разрезов	39
Характеристика сводного разреза	41
Стратиграфическое положение	42
Зона Мармарошских утесов (Монастырецкая подзона)	42
Шопурская свита	42
Описание частных разрезов	43
Общая характеристика свиты	49
Стратиграфическое положение	51
Драговская свита	56
Зона Пеннинских утесов	60
Вульховчикская свита	60
Описание частных разрезов	62
Характеристика сводного разреза	71
Стратиграфическое положение	74
Глава III. Структура палеогеновых комплексов	77
Зона Мармарошских утесов и северо-западное окончание Мармарошского кристаллического массива	77
Зона Пеннинских утесов	87
Глава IV. Краткое описание палеогена прилегающих к утесовым зонам тектонических единиц	94
Закарпатский прогиб	94
Подгальский (центральнокарпатский) палеоген	95
Пестроцветный палеоген	96
«Черный» палеоген	96
Внутренние элементы флишевых Карпат	97
Магурский палеоген	97
Палеоген Дуклянской зоны	100
Палеогеновые отложения между речья Боржавы — Тисы	102
Глава V. История геологического развития Мармарошской и Пеннинской утесовых зон в палеогене.	103
Заключение	110
Список литературы	116

1319

ОБЪЯВЛЕНИЕ

НЕДРА 1973