



А.И. Вознесенский

ИСТОРИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ
НЕОГЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ
ЗАКАРПАТСКОГО
ПРОГИБА



« Наука »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А.И.Вознесенский

ИСТОРИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ
НЕОГЕНОВЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ
ЗАКАРПАТСКОГО
ПРОГИБА

Труды, вып. 422



МОСКВА
"НАУКА"
1988

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

A.I. Voznesensky

HISTORY OF FORMATION OF NEOGENE DEPOSITS
IN THE TRANS-CARPATHIAN FOREDEEP

Transactions, vol. 422

История формирования неогеновых отложений Закарпатского прогиба / А.И. Вознесенский. М.: Наука, 1988.—200 с.— (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 422).—ISBN 5-02-002047-8.

На примере терригенно-вулканогенной неогеновой молассы Закарпатья показана стадийность минерализации осадочной толщи и выделены минеральные ассоциации, сформировавшиеся в седиментогенезе, диагенезе, катагенезе и гидротермальном метасоматозе. Установлена зависимость пространства аутигенных образований, с одной стороны, от первичного состава пород, а с другой — от характера наложенного процесса. Впервые на основе детального литолого-фациального анализа проведена палеогеографическая реконструкция условий осадконакопления и показана эволюция седиментационного бассейна в течение неогена. Выделен ряд формаций, распространенных по всему Восточно-Карпатскому региону.

Табл. 12. Ил. 32. Библиогр.: 45 назв.

Рецензенты: *В.С. Вишневецкая, Ю.Г. Цеховский*

Редакционная коллегия:

член-корреспондент АН СССР

П.П. Тимофеев (главный редактор),

В.Г. Гербова, А.Л. Книппер, В.А. Крашенинников

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук *А.Г. Коссовская*

Reviewers: *V.S. Vishnevskaya, Yu. G. Tsekhovskiy*

Editorial board:

Corresponding-Member of Academy of Sciences of the USSR

P.P. Timofeev (Editor-in-Chief),

V.G. Gerbova, A.L. Knipper, V.A. Krashenninnikov

Responsible editor

Doctor of geological and mineralogical Sciences *A.G. Kossovskaya*

Введение

Вещественный состав осадочных толщ и связанных с ними полезных ископаемых формируется под воздействием самых различных геологических процессов. В первую очередь это седиментогенез – процесс, который обусловил накопление в бассейне первично-осадочного материала. Состав этого материала определяется строением питающей провинции, путями, временем и многократностью процесса переотложения кластического материала, степенью его изменения, связанного с характером климата и тектонического режима, геохимическими обстановками седиментации в различных ландшафтных зонах. Большое влияние на формирование минерального состава оказывает ювенильный пирокластический и эффузивный материал, попавший в осадочные породы и весьма неустойчивый в экзогенных условиях. Захоронение и перекрытие осадков более молодыми отложениями ведет к дальнейшему их преобразованию в диагенезе и катагенезе, а погружение на большие глубины – и в метагенезе. Внедряющиеся интрузивные и жильные тела, постмагматические гидротермальные растворы также могут весьма сильно изменить облик и состав вмещающих первичных осадочных пород.

Процессы седиментагенеза, литогенеза, метагенеза, пироконтактового и гидротермального метасоматоза и гипергенеза в зависимости от интенсивности влияния того или иного из них приводят к формированию в осадочных породах различных минеральных ассоциаций. Выявление этих ассоциаций и определение стадийности минералообразования не только позволяют решать общие вопросы геологического строения и истории развития территории, но и подводят нас к конкретным задачам, связанным с поисками полезных ископаемых.

Неогеновая толща Закарпатского внутреннего прогиба представляет собой сложнопостроенный комплекс осадочных, вулканогенных и хемогенных отложений, претерпевших многофазовую постседиментационную минерализацию. Значительная доля участия вулкаников в строении разреза толщи дает возможность установить степень влияния вулканизма на нормально-осадочный процесс, сравнить скорости преобразования вулканогенных и осадочных пород при постседиментационных процессах. Сильная постмагматическая деятельность и значительная гидротермальная проработка пород в некоторых разрезах наряду с наличием практи-

чески неизменных отложений позволяют, с одной стороны, сравнить эти изменения, а с другой – достаточно детально изучить их масштабы.

Относительная сложность литологического строения разреза неогена Закарпатья и сильная постседиментационная его минерализация при довольно детально разработанной стратиграфической схеме и возможности отчетливо выделять и сопоставлять между собой отдельные пачки, горизонты и разрезы позволили нам выбрать неогеновые отложения Закарпатья в качестве объекта для поставленных задач.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ЗАКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

Закарпатский прогиб выполнен мощной толщей (более 4000 м) неоген-четвертичных образований, залегающих с резким угловым несогласием на палеогеновых, мезозойских и палеозойских породах фундамента. Общепринятой схемы стратиграфии отложений пока не существует в основном в связи с проблемой ярусного деления миоцен-плиоценовых отложений Центральной и Западной Европы, а также из-за разногласий в номенклатуре и наименованиях отдельных частей разреза, свит, подсвит и горизонтов. Кроме того, резкая фашиальная изменчивость разрезов миоцена—плиоцена на малых расстояниях и связанная с этим изменчивость комплексов фауны затрудняют сопоставление свит и подсвит в Закарпатском прогибе.

В последние годы чехословацкие и австрийские исследователи приняли новую схему ярусного деления миоцена—плиоцена для Центрального Паратетиса, однако полного признания и распространения она пока еще не получила, так как положение некоторых границ подразделений остается по-прежнему дискуссионным.

В данной работе мы используем схему И.В. Венглинского [1962, 1975; Зайцева, Венглинский, 1966] и отчасти О.С. Вялова [Вялов и др., 1981], принятую геологами Закарпатской геологоразведочной экспедиции, керновым материалом которой мы в основном пользовались для наших исследований (рис. 1, 2). Следует отметить, что мы не используем некоторые подсвиты, выделенные И.В. Венглинским и О.С. Вяловым, в силу их узколокального распространения и невозможности их корреляции на всей территории прогиба.

Нижний миоцен. Негровская свита вскрыта глубокими скважинами только в пределах Залужской антиклинали, кроме того, к ней могут предположительно относиться нижние горизонты миоцена по р. Уж. В нижней части (140 м) свита сложена переслаивающимися брекчиями, плохо сортированными конгломератами, гравелитами, песчаниками с редкими маломощными прослоями ангидрита. Цемент терригенных пород глинисто-ангидритовый, в обломках присутствуют аргиллиты, песчаники, глинистые сланцы, различные известняки, реже порфириты и ангидриты. Степень окатанности материала различная, обычно средняя или плохая. Верхняя пачка (70 м) негровской свиты представлена переслаивающимися аргиллитами, песчаниками, гравелитами, известняками, кислыми туфами, туффитами, редко с сантиметровыми прослоями ангидрита. В верхней части негровской свиты И.В. Венглинский [1975] отмечает присутствие плохо сохранившихся фораминифер, спикул губок, зубов и чешуи рыб, мелких растительных остатков. Он (с. 9) указывает, "что образования негровской свиты относятся уже к молассовому седиментационному циклу", их следует "условно относить к нижнему миоцену" (аквитану).

Буркаловская свита установлена лишь в северо-восточной части Закарпатского прогиба, главным образом в бассейнах рек Тересва и Ап-

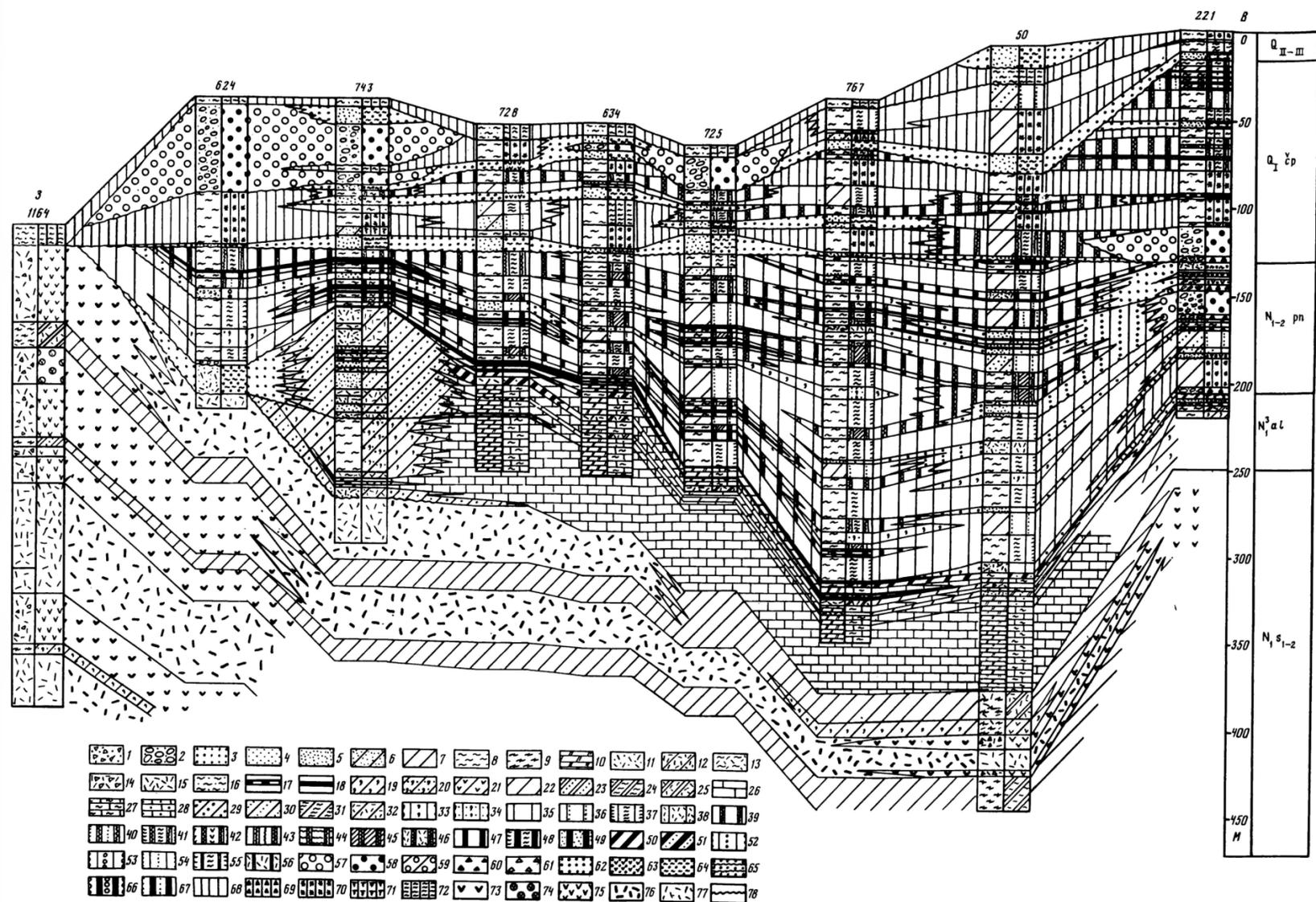


Рис. 4. Схематический литолого-фациальный профиль через Беганскую угленосную площадь

1 - брекчии; 2 - конгломераты; 3 - 5 - песчаники: 3 - крупнозернистые, 4 - среднезернистые, 5 - мелкозернистые; 6, 7 - алевриты: 6 - крупнозернистые, 7 - мелкозернистые; 8 - глины; 9 - аргиллиты; 10 - глинистые известняки; 11 - туфопесчаники; 12 - туфоалевролиты; 13 - туфоглины и туфоаргиллиты; 14 - агломератовые туфы и ксенотуфы; 15 - пелито-псаммитовые кислые туфы; 16 - суглинки; 17 - углистые глины и аргиллиты; 18 - угли. Генетические типы и фации: 19 - фация глинистых осадков прибрежного мелководья моря (БПШ); 20 - БПШ-1; 21 - БПШ-2; 22 - фация песчано-глинистых осадков прибрежного подвижного мелководья моря (БПП); 23 - БПП-1; 24 - БПП-2; 25 - БПП-3; 26 - фация карбонатно-глинистых осадков прибрежного мелководья моря (БПК); 27 - БПК-1; 28 - БПК-2; 29 - фация песчано-алевритовых осадков сильноподвижных участков прибрежного мелководья (БПС); 30 - БПС-1; 31 - БПС-2; 32 - БПС-3; 33 - фация алеврито-глинистых осадков центральных и спокойных участков озер (ОВЦ); 34 - ОВЦ-1; 35 - фация песчано-глинистых осадков открытого мелководья озер (ОВМ); 36 - ОВМ-1; 37 - ОВМ-2; 38 - ОВМ-3; 39 - фации алеврито-глинистых осадков полужизлированных участков озер (ОВП), алеврито-глинистых осадков застойных участков зарастающих озер (ОЗЗ) и песчано-алевритовых осадков проточных участков зарастающих озер (ОЗП); 40 - ОВП-1; 41 - ОВП-2; 42 - ОВП-3; 43 - ОЗП-1; 44 -

ОЗЗ-1; 45 - ОЗЗ-2; 46 - ОЗЗ-3; 47 - фации углисто-терригенных осадков заболачивающихся озер и заиляющихся торфяных болот (ОЗУ) и песчано-глинистых осадков заболачивающихся озер (ОБО); 48 - ОЗУ-1; 49 - ОБО-1; 50 - фация песчано-глинистых осадков заболачивающихся участков лагун (БПЗ); 51 - БПЗ-1; 52 - песчано-алевритовых осадков сильноподвижного мелководья и приустьевых участков озер (ОВД); 53 - ОВД-1; 54 - ОВД-2; 55 - ОВД-3; 56 - ОВД-4; 57 - фации галечно-песчаных осадков русел предгорных рек (АРГ) и галечно-песчаных осадков русел и конусов пролювиальных потоков (ПАР); 58 - АРГ-1; 59 - АРГ-2; 60 - ПАР-1; 61 - ПАР-2; 62 - фации песчаных осадков русел равнинных рек (АРР) и песчано-алевритовых осадков русел мелких равнинных рек и проток (АРП); 63 - АРР-1; 64 - АРР-2; 65 - АРП-1; 66 - фация песчано-глинистых осадков заболачивающихся озер на аллювиальной равнине (ОБА); 67 - ОБА-1; 68 - фации песчано-глинистых осадков периодически осушающихся водоемов периферии пролювиальных конусов выноса (ПОО) и песчано-глинистых осадков зарастающих мелких озер периферии конусов (ПОЗ); 69 - ПОО-1; 70 - ПОО-2; 71 - ПОЗ-1; 72 - ПОЗ-2; 73 - фация вулканогенных осадков подводных вулканических конусов и околоконусных пространств (БВК); 74 - БВК-1; 75 - БВК-2; 76 - фация туфогенных осадков подвижных пирокластических покровов околоконусных пространств (БВП); 77 - БВП-1; 78 - несогласное налегание пород

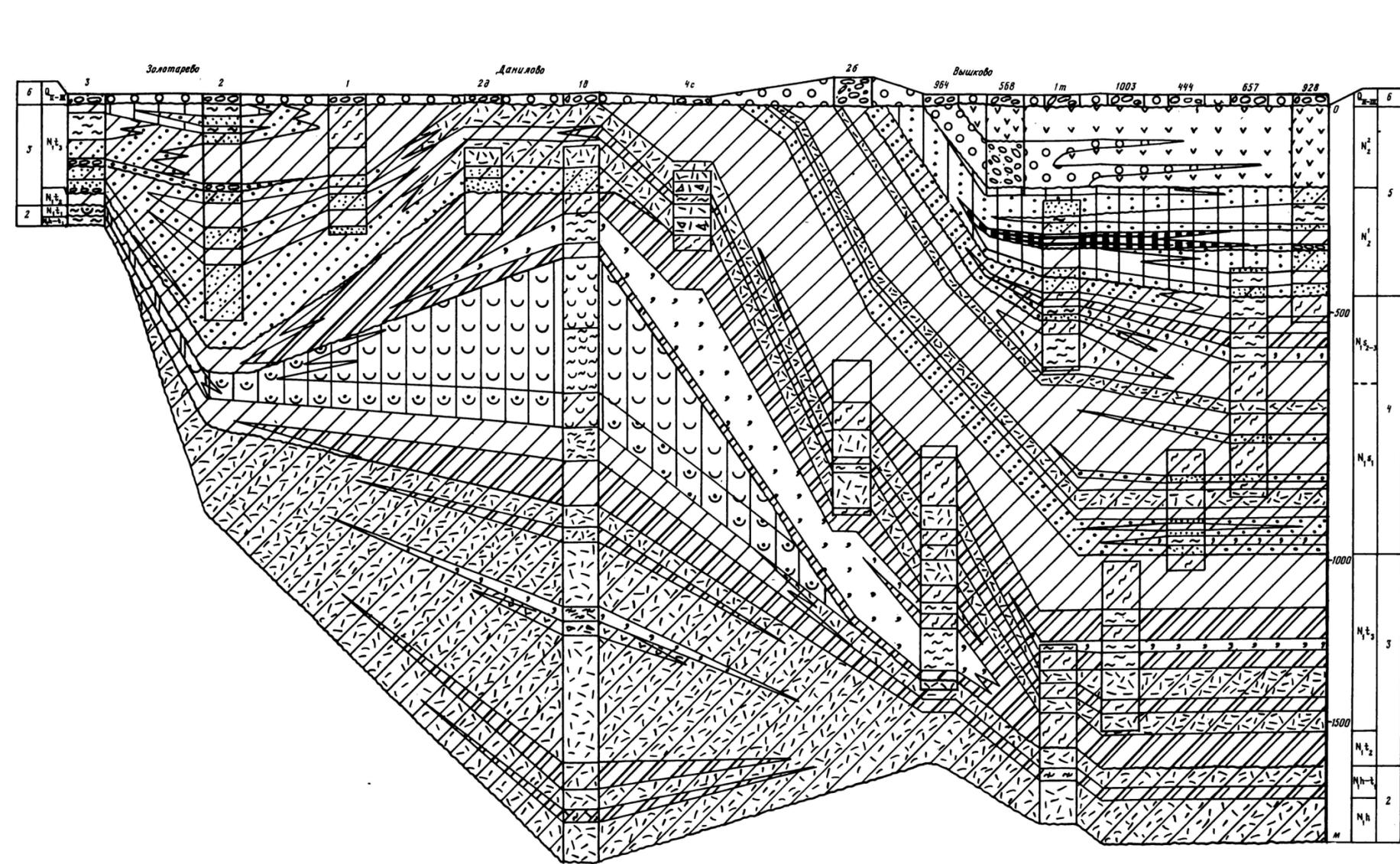


Рис. 6. Схематический литолого-фациальный профиль через западную часть Солотвинской впадины по линии Золотарево - Вышково

Условные обозначения см. на рис. 5

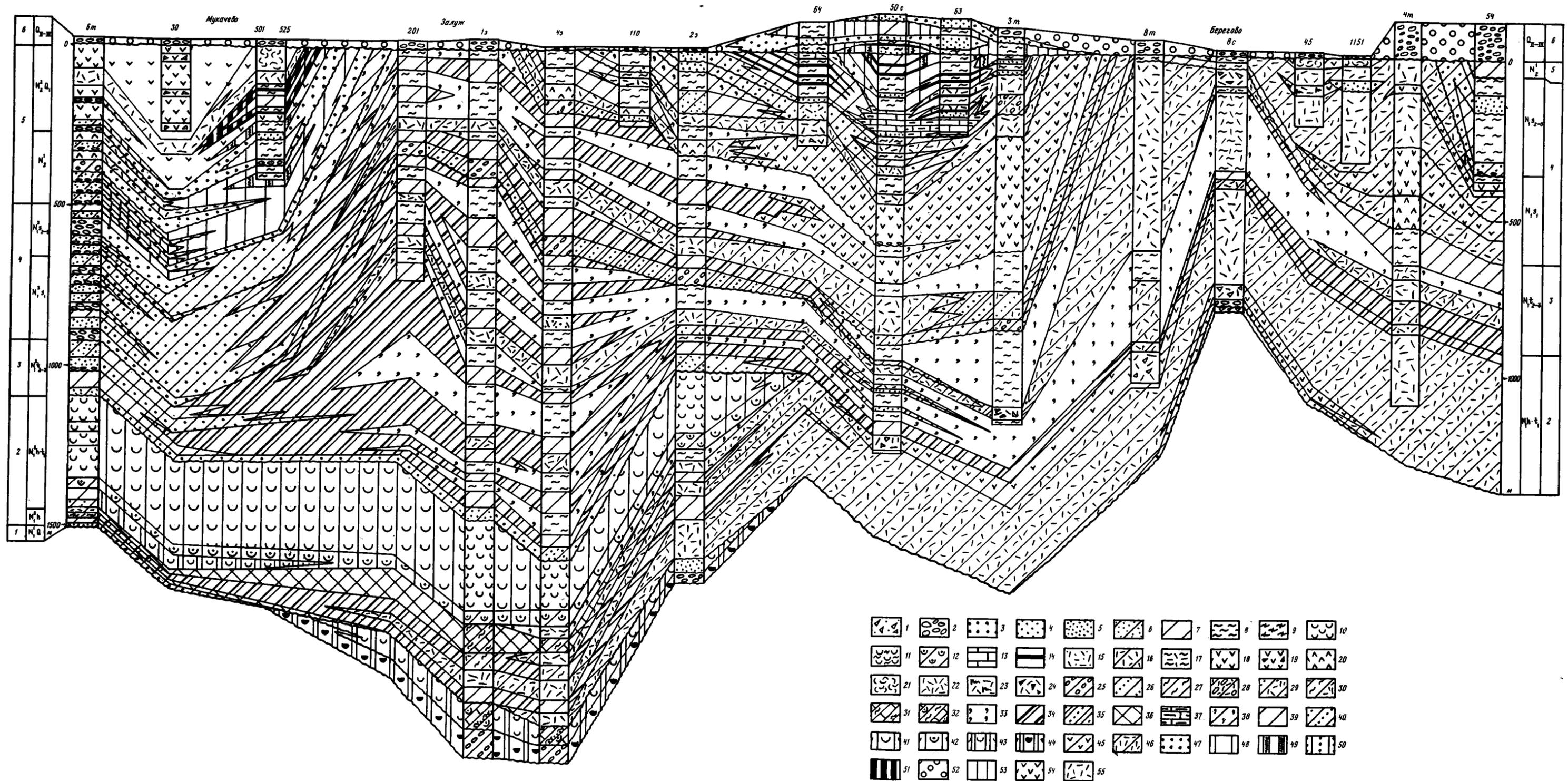


Рис. 5. Схематический литолого-фациальный профиль через центральную часть Мукачевской впадины по линии Мукачево - Берегово
 1 - брекчии; 2 - конгломераты; 3 - гравелиты; 4, 5 - песчаники; 4 - крупно- и среднезернистые, 5 - мелкозернистые; 6, 7 - алевролиты; 6 - мелкозернистые, 7 - крупнозернистые; 8 - глины; 9 - аргиллиты; 10 - каменная соль; 11 - глинистая каменная соль; 12 - гипсы и ангидриды; 13 - известняки; 14 - угли; 15 - туфопесчаники; 16 - туфоалевролиты; 17 - туфоглины и туфоаргиллиты; 18 - андезиты; 19 - андезитовые лавобрекчии и туфобрекчии; 20 - андезитовые туфы; 21 - липариты и дациты; 22 - кислые пелито-псаммитовые туфы; 23 - спекшиеся и сваренные кислые туфы; 24 - псефитовые и агломератовые кислые туфы; 25 - 32 - переслаивание: 25 - песчаников, гравелитов и конгломератов, 26 - элевролитов и песчаников, 27 - элевролитов и глины, 28 - конгломератов и туфогенных пород, 29 - песчаников и туфов, 30 - глины и туфов, 31 - глины и известняков, 32 - глины, известняков и гипсов; 33 - 55 - фаши: 33 - глинистых осадков удаленных от побережья и

спокойных участков моря (БУГ), 34 - песчано-глинистых осадков мало-подвижных участков открытого мелководья моря (БММ), 35 - песчано-глинистых осадков склонов впадин на открытом мелководье и зон придонных течений (БМТ), 36 - глинисто-карбонатных осадков открытого мелководья моря (БМК), 37 - карбонатно-глинистых осадков прибрежного мелководья моря (БПК), 38 - глинистых осадков прибрежного мелководья моря (БПЦ), 39 - песчано-глинистых осадков прибрежного подводного мелководья моря (БПП), 40 - песчано-алевритовых осадков сильноподвижного и придельтового мелководья моря (БПС и БПД), 41 - галогенно-глинистых осадков осолоненного бассейна (БАГ), 42 - сульфатно-карбонатно-глинистых осадков осолоненного бассейна (БАС), 43 - песчано-глинистых осадков открытого мелководья осолоненного бассейна (БАМ), 44 - галечно-песчаных осадков сильноподвижного прибрежного и приустьевое мелководья осолоненного бассейна (БАД), 45 - вулканогенных осадков подводных вулканических конусов и приконусных пространств (БВК), 46 - туфогенных осадков подводных пирокластичес-

ких покровов и околоконусных пространств (БВП), 47 - отложений русел рек (АРГ, АРР, АРП), 48 - алевроито-глинистых осадков центральных участков и открытого мелководья озер (ОВЦ, ОВМ), 49 - алевроито-глинистых и песчаных осадков полуизолированных участков открытых озер, проточных и застойных участков зарастающих озер (ОВП, ОЗП, ОЗЗ), 50 - песчано-алевритовых осадков сильноподвижного мелководья и приустьевых участков озер (ОВД), 51 - отложений заболачивающихся водоемов (ОЗУ, ОБО, ОБА, БПЗ), 52 - галечно-песчаных осадков русел и конусов пролювиальных потоков (ПАР), 53 - песчано-глинистых осадков зарастающих и периодически осушающихся водоемов периферии конусов выноса пролювиальных потоков (ПОЗ, ПОО), 54 - лавовых и туфовых отложений континентальных вулканических конусов (ВКК), 55 - туфовых отложений шлейфов и покровов континентальных вулканов (ВКЛ, ВКО)

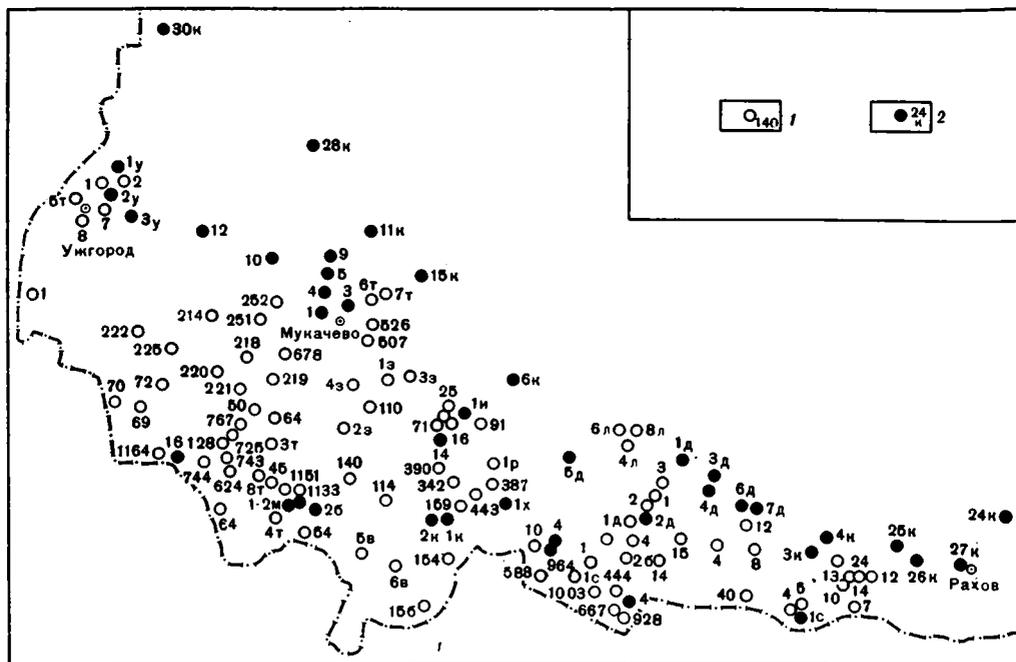


Рис. 1. Схема расположения скважин (1) и обнажений (2) на территории Закарпатского прогиба

шища (мощность до 80 м). Здесь на размытой поверхности палеогенового флиша залегает толща переслаивающихся алевритистых серых или желтовато-серых глин, алевритов и слюдястых песчаников с редкими прослоями гравелитов, мергелей, ракушняков. В породах содержатся мелкие растительные остатки, раковины моллюсков, фораминиферы, спикулы губок, иглы морских ежей, остатки мшанок, зубы и чешуя рыб. Восточнее, в бассейнах рек Боржава и Рика, они переходят в пачку (более 5 м) серых алевритистых глин с прослоями алевритов и песчаников, содержащих остатки флоры. Изучение комплекса фауны и сопоставление его с материалами по Чехословакии, Румынии и Венгрии позволили И.В.Венглинскому [1975] отнести отложения буркаловской свиты к бурдигалу, но, как считает О.С. Вялов [Вялов и др., 1981], возможно, что верхняя часть свиты относится уже к гельвету.

Средний миоцен. "Терешульские конгломераты" залегают в северо-восточной части Закарпатского прогиба в виде крупных линз (до 150 м), заполняя эрозионные ложбины, выработанные в фундаменте Закарпатского прогиба, или в виде пластов (до 150 м) в основании среднемиоценовой толщи в центральных его участках. Конгломераты, как правило, плохо сортированы, галька различной степени окатанности, обычно средней или плохой, редко встречаются глыбы до 0,5 - 0,9 м. В составе преобладают различные известняки и слюдястые песчаники, в меньшей степени аргиллиты, пестрые мергели, туфопесчаники, кремни,

Система	Отдел	Ярус	Свита	Индекс	Литологическая колонка	Мощность м	Описание разреза	Формация	Ярус
Антропо- геновая				Q _{II-III}		60	Конгломераты, глины	6	
			Чопская	Q _{Icp}		400	Конгломераты, песчаники, глины, базальты		
Неогеновая	Плиоценовый	Левантинский	Ильинская- гутинская	N ₂ il		До 700	Конгломераты, песчаники, глины, бурые угли, средние вулканиты	5	Дакский
			Коше- левская	N ₁₋₂ kp		До 500	Конгломераты, глины, песчаники, бурые угли, кислые и средние вулканиты		
		Изювская	N ₁₋₂ iz		200				
		Сарматский	Алма- шевская	N ₁ al		200	Песчаники, глины, угли, известняки	4	Сарматий
			Луков- ская	N ₁ lk		До 400	Песчаники, глины, кислые вулканиты		
			Доро- братов- ская	N ₁ dr		200-1000	Переслаивание глин, алевролитов, песчаников; кислые и средние вулканиты; конгломераты		
	Баскес- кая		N ₁ bs		До 300	Глины, алевролиты, песчаники, кислые вулканиты			
	Торгонский	Тересвинская	N ₁ tr		50-700	Переслаивание глин, алевролитов, песчаников, пачки конгломератов, кислые вулканиты	3		
		Солотвинская	N ₁ sl		200-1000	Переслаивание глин, аргиллитов, алевролитов; прослойки песчаников; кислые туфы			
		Теребленицкая	N ₁ tb		До 500	Каменная соль (галит), прослойки глины, аргиллитов, гипсов, ангидридов			
		Водич- кая	N ₁ vd		До 250	Алевролиты, аргиллиты, известняки, кислые туфы			
	Гельзетский	Новоселицкая	N ₁ nv		До 700	Кислые туфы, аргиллиты, конгломераты	2		
		Бурка- ловская	N ₁ br		120	Конгломераты			
	Аквин- тан- ский	Негров- ская	N ₁ nq		До 200	Конгломераты, гипс, аргиллиты, песчаники	1	Эгенбург- Эгерий	
		Бурка- ловская	N ₁ br		До 100	Аргиллиты, песчаники, глины			

Рис. 2. Литолого-стратиграфическая колонка неоген-антропогеновых отложений Закарпатского прогиба

кварц, эффузивные породы. Цементирующая масса глинисто-карбонатная. В стратотипном разрезе по р. Терешул конгломераты из-за присутствия в цементе большого количества глинисто-карбонатного материала разрушенных пестрых мергелей верхнего мела Складчатых Карпат обладают красновато-бурым или бордовым цветом. Характерной особенностью терешульских конгломератов, на что указывали еще Г.П. Алферьев и Л.Н. Кудрин [1956], является отсутствие в их цементе туфогенного материала, что отличает их от прослоев и горизонтов крупнообломочных пород, связанных с вышележащей толщей туфогенной новоселицкой свиты. Из-за отсутствия фауны в этих породах и ограниченного распространения в эрозионных ложбинах их сопоставление с другими образованиями, залегающими в основании среднемиоценовой толщи Закарпатского прогиба, весьма затруднительно.

Относительно возраста терешульских конгломератов существует несколько точек зрения. О.С. Вялов [Вялов и др., 1962] определяет возраст этой толщи и вышележащей новоселицкой свиты как нижнетортонский, Г.П. Алферьев и Л.Н. Кудрин [1956] считают терешульские конгломераты бурдигальскими, М.И. Петрашкевич [1968] — гельветскими, И.В. Венглинский [1975] указывает, что терешульские конгломераты невозможно отделить от новоселицкой свиты и возраст всей этой толщи надо принимать как гельветский. По нашему мнению, из-за спорадичности распространения, местами постепенного перехода в вышележащие туфогенные породы новоселицкой свиты и отсутствия собственного комплекса фауны выделение терешульских конгломератов в самостоятельную единицу нецелесообразно. Эту толщу нужно рассматривать как базальные слои среднего миоцена.

Новоселицкая свита широко распространена в Солотвинской впадине и в восточной половине Мукачевской впадины. Представлена толщей кислых липарит-дацитовых туфов различной размерности, туффилов, реже туфогенно-осадочных пород, встречаются маломощные прослои конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей и известняков, в различной степени обогащенных пирокластическим материалом. Мощность свиты сильно варьирует — от 0 до 700 м. В некоторых районах (Данилово, Новоселица, Ганичи и др.) отдельные горизонты разреза новоселицкой свиты или значительные его части сложены сваренными или в различной степени спекшимися кислыми туфами. На севере Мукачевской впадины среди туфов отмечено большое количество прослоев пелитоморфных и сферолитовых известняков вплоть до частого их переслаивания с туфитами.

Возраст новоселицкой свиты в стратиграфических схемах разных авторов разный. О.С. Вялов [Вялов и др., 1981] определяет его как нижнетортонский, И.В. Венглинский [1975] — как гельветский. Основываясь на изучении миоценового вулканизма во всем Карпатском регионе и сопоставляя новоселицкие туфы с аналогичными образованиями Большой Венгерской впадины и ее обрамления, а также туфами "Деж" Румынии, Л.Г. Данилович [1976] считает, что мощный кислый вулканизм в Закарпатье начался в раннем тортоне. Однако в Венгрии, Чехословакии и Румынии встречаются и более ранние, гельветские, кислые риолитовые и дацитовые туфогенные породы. В.Г. Чернов [1980], основываясь на

детальном палеотектоническом анализе развития орогенеза Восточных Карпат, в своей схеме сопоставляет новоселицкую свиту, и в частности заключенные в нижней ее половине конгломераты, с радычскими слоями Предкарпатского прогиба и определяет ее возраст как верхнегельветский (а терешульские конгломераты – как нижнегельветский). Из прослоев терригенных пород в новоселицкой свите И.В. Венглинский [1962, 1975] определил комплекс пелагических фораминифер, кроме того, там встречены иглы морских ежей, спикулы губок, зубы рыб. В связи с тем, что возраст свиты до сих пор однозначно не определен, мы (вслед за геологами Закарпатской экспедиции) условно принимаем его как гельветский.

Водичкая свита в краевой северо-восточной части Закарпатского прогиба представлена карбонатными серыми аргиллитизированными глинами с прослоями туфогенных алевролитов и песчаников, реже туфов, мергелей, известняков. В центральных частях прогиба она сложена серыми плотными слюдистыми аргиллитами с редкими маломощными прослоями алевролитов и песчаников, количество которых увеличивается к кровле; здесь же встречаются тонкие прослой ангидритов. Мощность свиты от 15 до 250 м. Подобное колебание мощности связано не только с увеличением ее от периферии прогиба к его центру, но и с резкой фациальной изменчивостью верхней части нижележащей новоселицкой свиты, где часто туфогенные породы по латерали переходят в аргиллиты и туффиты, практически неотличаемые от пород водичкой свиты. И.В. Венглинский [1975, с. 20] указывает, что "биофациальная характеристика песчано-глинистой пачки отличается от подстилающей туфогенной новоселицкой и перекрывающей тереблинской, что оправдывает выделение ее в самостоятельную стратиграфическую единицу". В целом с этой точкой зрения можно согласиться, учитывая в то же время, что литологическая граница между водичкой и новоселицкой свитами ввиду фациальной изменчивости весьма непостоянна. Кроме богатого комплекса планктонных и бентосных фораминифер, здесь встречены иглы морских ежей, спикулы губок, зубы рыб. Песчано-глинистую пачку, залегающую между новоселицкими туфами и соленосными отложениями в Закарпатье, О.С. Вялов [Вялов и др., 1981] также выделяет как самостоятельную свиту, но дает ей другое название – талаборская свита. Возраст водичкой свиты И.В. Венглинский [1975] определяет как гельветский, а О.С. Вялов [Вялов и др., 1981] – как нижнетортонский.

Тереблянская свита довольно широко распространена в Закарпатье, за исключением южной и западной частей Мукачевской впадины. Представлена она серой и белой каменной солью (галит) с прослоями ангидритов, гипсов, аргиллитов, глинистых брекчий с галитовым или ангидритовым цементом, песчаников, реже туфов и туффитов. В породах тереблянской свиты встречены редкие угнетенные фораминиферы, спикулы губок. Мощность свиты от 0 до 500 м. В краевых частях прогиба на северо-востоке и юго-западе мощность резко сокращается, и здесь появляется большое количество прослоев терригенных и сульфатных пород. В последнее время большинство исследователей возраст тереблянской свиты определяют как тортонский (баденский) [Вялов и др., 1981], однако И.В. Венглинский [1975, с. 29] считает, "что соленосные тол-

ши следует рассматривать как образования регрессивного цикла верхнего гельвета".

Солотвинская свита установлена практически по всему Закарпатью и представлена переслаивающимися аргиллитами, глинами, алевролитами и песчаниками с прослоями мергелей и известняков. Это переслаивание носит иногда "флишоидный" облик. В отдельных районах свита содержит прослой и горизонты кислых туфов от 1 до 80 м мощности. Общая мощность свиты изменяется в различных участках прогиба от 200 до 1000 м. На востоке Закарпатского прогиба в солотвинской свите четко выделяются два маркирующих горизонта кислых туфов: нижний (банский) от 50 до 120 м и верхний (глюдский) от 15 до 40 м. По литологическому составу, наличию горизонтов туфов и различным комплексам фауны солотвинская свита разделена на три подсвиты: затонскую (до 500 м), банскую (до 300 м) с нижним горизонтом туфов в основании и глюдскую (до 150 м) с верхним горизонтом туфов в основании. Следует отметить, что в краевых частях Солотвинской впадины, а также в Мукачевской впадине отмечается выпадение из разрезов всех или некоторых прослоев туфов, мощность подсвит резко меняется, количество фаунистических остатков уменьшается. В таких случаях дробное деление свиты весьма затруднительно, а часто и невозможно. Поэтому мы считаем, что деление солотвинской свиты на подсвиты может иметь только местное значение и непригодно при рассмотрении Закарпатского прогиба в целом. В породах солотвинской свиты обнаружены остатки планктонных и бентосных фораминифер, радиолярий, остракод, спикул губок, игл морских ежей. Возраст солотвинской свиты почти всеми исследователями принимается как верхнетуртонский (верхнебаденский) [Вялов и др., 1981], лишь И.В. Венглинский [1975] считает его нижнетуртонским.

Тересвинская свита весьма широко распространена в Закарпатском прогибе и обладает довольно пестрым фациальным составом. Мощность свиты от 50 до 700 м. В центральных частях прогиба в разрезах тересвинской свиты преобладают глины и алевролиты с прослоями песчаников и кислых туфов. В Солотвинской впадине граница тересвинской свиты проводится по мощному горизонту липарит-дацитовых туфов (до 200 м), иногда разделенному 30-метровой пачкой туффитов и аргиллитов (александровский, нанковский или ковачский туфы). В северной и восточной частях Солотвинской впадины нижняя половина разреза тересвинской свиты представлена переслаиванием конгломератов и песчаников с прослоями глин и алевролитов (ньяговские конгломераты). Конгломераты сложены гальками различной размерности, часто с примесью валунного материала, плохо или средне сортированными; галька представлена карбонизированными песчаниками флиша, темно-серыми известняками, кварцитами, гнейсами, реже кварцем и липаритовыми туфами. Часто в конгломератах заключены куски стволов и веток деревьев, линзы витрена.

Выше песчано-конгломератовой пачки в краевой зоне Солотвинской впадины залегают коричнево-серые и серые глины и алевролиты, иногда чередующиеся с песчаными прослоями различной мощности и реже кислыми туфами (мощность глин до 250 м). В этих глинах И.В. Венглин-

ский [1975] собрал наиболее богатый и разнообразный комплекс микро- и макрофауны (список приведен в работе И.В. Венглинского [1975, с. 41]). В краевых участках прогиба в верхних горизонтах тересвинской свиты встречаются обильные растительные остатки и мелкие линзы бурого угля. И.В. Венглинский [1975] разделил тересвинскую свиту на три подсвиты: александровскую (туфы и глины), тячевскую (конгломераты и карбонатные глины) и нересницкую (глины, песчаники с растительными остатками). Однако непостоянство литологического состава, резкие фациальные изменения, отсутствие фаунистической охарактеризованности некоторых подсвит в отдельных районах не позволяют проследить их на всей территории Закарпатского прогиба, и поэтому они имеют местные значения. Как и в солотвинской свите, выделение подсвит в тересвинской свите при изучении всего прогиба нецелесообразно.

Возраст тересвинской свиты в настоящее время всеми исследователями без исключения определяется как тортонский.

Басхевская свита распространена практически на всей территории Закарпатского прогиба, исключая некоторые районы центральной части Солотвинской впадины и западную часть Мукачевской впадины. Свита сложена чередующимися прослоями серых и коричневых глин, карбонатных аргиллитов, алевролитов и песчаников с пачками средне-крупнозернистых песчаников и конгломератов (северо-восточная и восточная части Солотвинской и северная часть Мукачевской впадин). Мощность свиты от 0 до 300 м. В центральной части Мукачевской впадины басхевская свита представлена фаунистически слабо охарактеризованной пачкой (20 – 250 м) алевролитистых глин и алевролитов с прослоями туфов и туффитов, залегающей на антиклинальных поднятиях часто в размытом или даже угловым несогласием, а в синклиналях – с постепенным переходом на породы тересвинской свиты. В районе Береговского холмогорья басхевская свита сложена мощной толщей (до 600 м) кислых туфов различной размерности, иногда сваренных или спекшихся. Отложения басхевской свиты содержат комплекс микрофауны; в восточной части района широко распространены эвригалинные представители. В краевой части прогиба известны местонахождения фауны моллюсков, среди которых встречаются морские, солоноватоводные и иногда пресноводные формы.

Возраст басхевской свиты всеми авторами однозначно определяется как верхний тортон (верхний баден).

Верхний миоцен. Доробратовская свита повсеместно распространена в Мукачевской впадине и по юго-западной и восточной окраинам Солотвинской впадины. Для нее характерен очень пестрый литологический состав. По западному борту Солотвинской впадины (Липча, Иза, Хуст) отложения доробратовской свиты представлены серыми глинами и алевролитами с прослоями конгломератов, кислых туфов и мелкозернистых песчаников в нижней части разреза (вплоть до "флишоидного" переслаивания в отдельных горизонтах). Всю толщу нижнего сармата в этом районе Г.Н. Гришкевич [1956] разделил на две части: верхнюю – слои с *Cardium transcarpatica* и нижнюю (300 м), названную им "абровыми слоями". В юго-восточной части Солотвинской впадины (Вышково) доробратовская свита представлена толщей (400 – 450 м) "флишоидного" пере-

слаивания серых глин, аргиллитов и алевролитов с 20-метровым прослоем песчаника в средней части и двумя горизонтами кислых туфов, один из которых залегает в основании (70 м), а второй в верхней части (до 20 м). В верхней части (60 – 70 м) разреза свиты в этом районе увеличивается количество прослоев песчаников и кислых туфов. В восточной части Солотвинской впадины доробратовская свита сложена переслаиванием пачек по 10 – 15 м серых и коричнево-серых глин и песчаников с мелкими остатками растений. В толще имеется несколько горизонтов (по 5 – 25 м) плохо сортированных гравелитов и конгломератов. Общая мощность свиты здесь до 600 м.

Аналогичный по строению тип (до 250 м) вскрыт скважинами по северной окраине Мукачевской впадины (реки Латорица, Боржава). В центральной части Мукачевской впадины доробратовская свита представлена серыми глинами с прослоями песчаников, туфопесчаников и туффигов. Здесь же встречено несколько горизонтов мелко-среднегалечных конгломератов. Мощность свиты в этом районе 400 – 700 м. В Береговском холмогорье характер разреза доробратовской свиты резко меняется, основную роль здесь играют различные вулканиты-липариты, дациты, кислые туфы, часто спекшиеся или сваренные, андезиты и их туфы с мощными пачками (50 – 200 м) плотных аргиллитов, алевролитов и редкими прослоями песчаников. Общая мощность свиты в этом районе до 850 м.

Практически во всех районах в отложениях доробратовской свиты установлено большое количество остатков разнообразной фауны: фораминифер, остракод, моллюсков, мшанок, зубы рыб; часто встречаются остатки растений в виде мелких обрывков, детрита или целых листьев. Возраст доробратовской свиты всеми исследователями однозначно определяется как нижнесарматский.

Луковская свита распространена практически там же, где и доробратовская свита, и залегает на ней с постепенным переходом или со слабым размывом, но без углового несогласия. Мощность свиты изменчива, но не превышает 400 м. Разрез луковской свиты в центральной части Мукачевской впадины сложен серыми глинами и алевролитами с прослоями песчаников и туфов. К периферии прогиба в строении разреза повышается роль песчано-гравийных пород. В Береговском районе свита представлена липарит-дацитовыми, иногда спекшимися туфами, среди которых залегают пачки глин, алевролитов и песчаников, иногда линзы кремнистых гейзеритов.

В северо-восточной части Мукачевской впадины среди терригенных пород луковской свиты присутствуют два потока андезитов (20 и 75 м мощностью). Среднесарматский возраст свиты определяется однозначно всеми исследователями на основании находок большого количества остатков фораминифер, остракод, моллюсков (пеллеципод).

Алмашевская свита имеет несколько более ограниченное распространение в пределах Мукачевской впадины, она отсутствует в северо-западной и западной ее частях. Между отложениями алмашевской и луковской свит переход постепенный, иногда на антиклиналях со слабым размывом. Мощность алмашевской свиты от 20 до 200 м, она представлена серыми и бурыми глинами, алевролитами с прослоями песчаников, туфопесчаников и туфов. В полосе Великая Бегаць—Каменское ал-

машевская свита сложена липаритовыми туфами, туффитами, органогенными и пелитоморфными известняками, серыми песчаниками, глинами, алевролитами с пластами и линзами бурого угля и лигнита часто рабочей мощности. Обычно отложения алмашевской свиты довольно хорошо охарактеризованы остатками фауны: фораминиферы, остракоды и моллюски, среди которых *Cardium*, *Mastra*, *Ceritium*, *Hidrobia* образуют массовые скопления. Возраст свиты определяется однозначно как верхи среднего сармата.

Верхний миоцен—нижний плиоцен. Паннонский ярус залегает в краевых зонах прогиба и на антиклинальных поднятиях с разрывом или иногда с угловым несогласием, а в синклиналях согласно на породах различных горизонтов сармата или тортона.

Паннонский регионярус выделяется как единая стратиграфическая единица, но на бортах Закарпатского прогиба по литологическому составу и комплексам фауны разделяется на две части — нижний паннон (изовская свита) и верхний паннон (кошелевская свита), однако в большинстве разрезов, особенно в центральных частях синклиналей, из-за неотчетливости границ между этими свитами они выделяются с трудом. Следует отметить, что контакт изовской и кошелевской свит отвечает границе между миоценом и плиоценом и практически во всех работах, касающихся паннонских отложений Закарпатья, ему уделяется большое внимание.

Изовская свита (нижнепаннонский подъярус) широко распространена в Мукачевской впадине, за исключением ее западной части, и на западе Солотвинской впадины. Мощность свиты от 20 до 250 м. В краевых участках Мукачевской впадины отложения изовской свиты представлены в основном глинами с тонкими прослоями алевролитов, песчаников, туфопесчаников и туфов, причем к кровле количество песчаного материала увеличивается. Южнее, в районе Вышково, мощность изовской свиты возрастает до 200 м, здесь в строении разрезов увеличивается роль песчано-гравийных пород и появляются пласты бурого угля. В районе Виноградово, Великие Комяты, Великий Раковец в разрезах изовской свиты появляются мощные пачки и горизонты андезитов, липаритов и их туфы. В центральной части Мукачевской впадины разрез сложен преимущественно серыми глинами с прослоями туфов и алевролитов. Севернее (г. Мукачево) и под вулканитами Выгорлат-Гутинской зоны появляются в большом количестве песчаники, туфы, туффиты, линзы и горизонты плохо сортированных конгломератов, пестрых глин и алевролитов, реже пласты бурого угля и лигнита. На основании изучения комплекса фауны (фораминиферы, остракоды, моллюски) возраст изовской свиты всеми исследователями определяется как нижнепаннонский (верхний сармат-мэотис).

Кошелевская свита залегает согласно на отложениях нижнего паннона. Литологически отличается от нее значительным преобладанием над глинами серых и бурых песчаников и алевролитов, особенно это характерно для нижней части свиты в краевых участках Мукачевской впадины. Мощность свиты от 30 до 300 м. В верхах кошелевской свиты часто встречаются пачки слабокарбонатных пестрых (зеленых, голубоватых, бурых, коричневых, желтых) глин и алевролитов, содержащих иногда большое количество растительных остатков и мелкие линзы бурого угля

или лигнита. О.С. Вялов [Вялов и др., 1981] эту пеструю пачку глин выделил в самостоятельную раковецкую свиту и определил ее возраст (правда, пока условно) дакийским ярусом. Следует отметить, что пестрая пачка кошелевской свиты, представляющая собой сложный комплекс озерных, озерно-болотных, озерно-пролювиальных отложений, не прослеживается по всему району, а приурочена в основном к окраинным и наиболее приподнятым в кошелевское время участкам Мукачевской впадины, являясь фациальным аналогом всех остальных, главным образом озерных, отложений этого возраста. Поэтому выделение, к тому же условное, ее как самостоятельной свиты с нашей точки зрения нецелесообразно.

Возраст кошелевской свиты всеми авторами определяется как верхнепаннонский (понт-дакий).

Верхний плиоцен. Ильницкая свита распространена по всей Мукачевской впадине. Мощность свиты от 100 до 700 м. Отличается очень пестрым литологическим составом и резкими фациальными переходами. В центральной части впадины ильницкая свита представлена главным образом серыми и коричневато-серыми глинами и алевролитами. На северном и восточном бортах Мукачевской впадины появляются в большом количестве прослой песчаников, конгломератов, туфов и лав преимущественно андезитового состава, пестрых глин и алевролитов, бурого угля и лигнита. По данным геологов Закарпатской экспедиции, ильницкая свита подразделяется на две подсвиты, границей раздела служит прослой кислых туфогенных пород. Отмечено, что нижнеильницкая подсвита имеет более ограниченное распространение по периферии впадины, и в частности полностью отсутствует в Иршавской котловине и в пределах хребта Гат.

В Выгорлат-Гутинской гряде разрез ильницкой свиты сменяется чисто вулканическим, и распространенные здесь толщи андезитов, андезитобазальтов и их туфов мощностью более 1500 м носят название гутинской свиты. Среди вулканических пород в отдельных частях района залегают пачки переслаивающихся конгломератов, песчаников и глин часто с пластами бурого угля, аналогичные типичным породам ильницкой свиты. В строении гутинской свиты, кроме андезитов, участвуют также липариты, дациты и их туфы (Королево, Вышково и др.). В районе Жнятино (скв. 220) вскрыта пачка кислых, частично спекшихся туфов мощностью около 200 м. По данным Н.В. Короновского [Короновский, Милановский, 1966], гутинская свита разделена на ряд вулканических комплексов, однако их корреляция и прослеживание на площади весьма затруднительны. По-видимому, это связано с тем, что они не всегда надстраивают друг друга в разрезе и в некоторых случаях, являясь разновозрастными, связаны с разобщенными на площади очагами вулканизма.

Соотношение гутинской и ильницкой свит до сих пор вызывает оживленные дискуссии. Если возраст ильницкой свиты принимается как левантинский [Вялов и др., 1981], то определение нижнего и отчасти верхнего возрастных пределов гутинской свиты затруднительно. В отдельных участках возраст базальных горизонтов вулканической толщи, несомненно, паннонский или даже ниже-среднесарматский, но распрост-

ранять эти заключения на всю нижнюю часть гутинской свиты пока нет никаких оснований.

В настоящее время (возможно, отчасти условно) возраст гутинской свиты определяется как левантинский и она считается аналогом ильницкой свиты.

Эоплейстоцен. Чопская свита распространена исключительно в пределах Мукачевской впадины, по ее периферии ложится с размывом, в центральной части согласно на породы левантина. Мощностъ чопской свиты увеличивается с востока на запад и от периферии к центру впадины от 0 до 400 м. В центре прогиба в низах разреза преобладают пестрые и серые глины и алевроиты с редкими прослоями песчаников и иногда лигнитов. К кровле и бортам впадины значительно увеличивается роль песчано-галечных пород. Возраст свиты определяется как самые верхи левантина – низы плейстоцена.

Бужорская свита слагает наиболее возвышенные части Выгорлат-Гутинской гряды, она представлена андезито-базальтами и базальтами мощностью более 100 м. Предположительно является возрастным аналогом чопской свиты.

Средне-верхнеплейстоценовые отложения распространены повсеместно в Мукачевской и в западной и юго-западной частях Солотвинской впадин. Представлены главным образом плохо сортированными слабосцементированными галечниками и валунниками с прослоями песчаников, песков, супесей, глин и суглинков, в некоторых участках обогащенными растительными остатками. Мощностъ от 10 до 120 м.

Современные отложения представлены аллювиально-пролювиальными песчано-галечными осадками в пределах предгорий и поднятий и озерными и аллювиальными песчано-глинистыми в центральной части прогиба. В некоторых районах (Чоп, Великая Бегань) развиты торфяные болота малых размеров. Делювиальными песчано-суглинистыми образованиями покрыты все современные междуречья и водоразделы. Мощностъ современных отложений обычно не превышает 60 м.

Суммируя все изложенное, можно отметить:

1. Нижнемиоценовые негровская и буркаловская свиты распространены в Закарпатском прогибе узко локально, одна в западной, другая в восточной его частях; возраст их определен относительно условно как аквитан-бурдигал.

2. Среднемиоценовые отложения распространены весьма широко, практически по всему прогибу, обладают относительно постоянным литологическим составом, хорошо охарактеризованы фауной, содержат маркирующие горизонты, что позволяет сопоставлять разрезы не только в пределах Закарпатья, но и на соседних территориях Венгрии, Чехословакии и Румынии. Не решена до сих пор проблема точного возрастного определения нижних горизонтов среднего миоцена Закарпатья (новоселицкой, водицкой, теремлянской свит) – гельветского (по мнению И.В. Венглинского) и торгонского (по мнению О.С. Вялова).

3. Верхнемиоценовые и плиоценовые отложения распространены главным образом в западной части Закарпатского прогиба (Мукачевская впадина) и лишь частично в Солотвинской впадине. Породы хорошо охарактеризованы фауной, правда не все горизонты в достаточной степени, обладают очень пестрым литологическим составом, резкими фаціальными

переходами на малых расстояниях, резкой изменчивостью мощностей, наличием внутрiformационных размывов, несогласий и выпадением отдельных горизонтов из разреза. Все это вызывает некоторые затруднения при сопоставлении отдельных конкретных разрезов в пределах Закарпатья.

4. Основной особенностью всего разреза миоцен–плиоценовых отложений Закарпатского прогиба в целом является наличие мощных горизонтов и тел эффузивных и пирокластических пород, их тесный парагенез с нормально–осадочными терригенными и хемогенными образованиями.

Глава вторая

ТЕКТОНИКА, ВУЛКАНИЗМ, МАГМАТИЗМ И ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ НЕОГЕН–ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ПОРОД ЗАКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

Закарпатский прогиб протягивается вдоль внутренней части Карпатской складчатой зоны, от Спешско–Гемерских гор в Чехословакии до Трансильванской впадины в Румынии. Включает в себя Восточно–Словацкую (территория ЧССР), Мукачевскую и Солотвинскую впадины [Бондарчук, 1962]. От Трансильванской впадины прогиб отделен сложнопостроенными массивами Марамуреш, Лепуш, Родна, Прелука, где распространены докембрийские и палеозойские метаморфические породы. От Складчатых Карпат Закарпатский прогиб отделен Закарпатским (Пьенинским) глубинным разломом и связанной с ним крупной зоной смятия (зона Пьенинских утесов). На юго–западе прогиб граничит с Большой Венгерской впадиной по зоне Припаннонского глубинного разлома.

Гетерогенный складчатый донеогеновый фундамент Закарпатского прогиба расчленен густой сетью разномасштабных и разноориентированных разломов в основном северо–западного и северо–восточного направлений на ряд приподнятых и опущенных блоков, некоторые из которых частично надвинуты друг на друга (рис. 3). Эти блоки сложены породами различного возраста – от палеозоя до палеогена. На северо–востоке Солотвинская впадина граничит с Раховским массивом, сложенным дислоцированными породами палеозоя и мезозоя. Мукачевская впадина от Солотвинской отделена крупным разломом, проходящим вдоль поперечного хребта Великий Шоллес (Выгорлат–Гутинская вулканическая зона). На юго–западе Мукачевская впадина отделена от Восточно–Словацкой депрессии Ужгородским выступом, сложенным породами палеозоя и мезозоя. Как указывают В.М. Щерба и А.С. Щерба [1976, с. 100], структуру чехла Закарпатского прогиба "предопределили главным образом дислокации фундамента северо–западного, продольного по отношению к Карпатам направления. Вместе с нарушениями других направлений они влияли на условия седиментации в соответствующих блоках миоценовых и плиоценовых образований, во время накопления которых развивались многие нарушения. Их конседиментационное развитие подтверждается из-

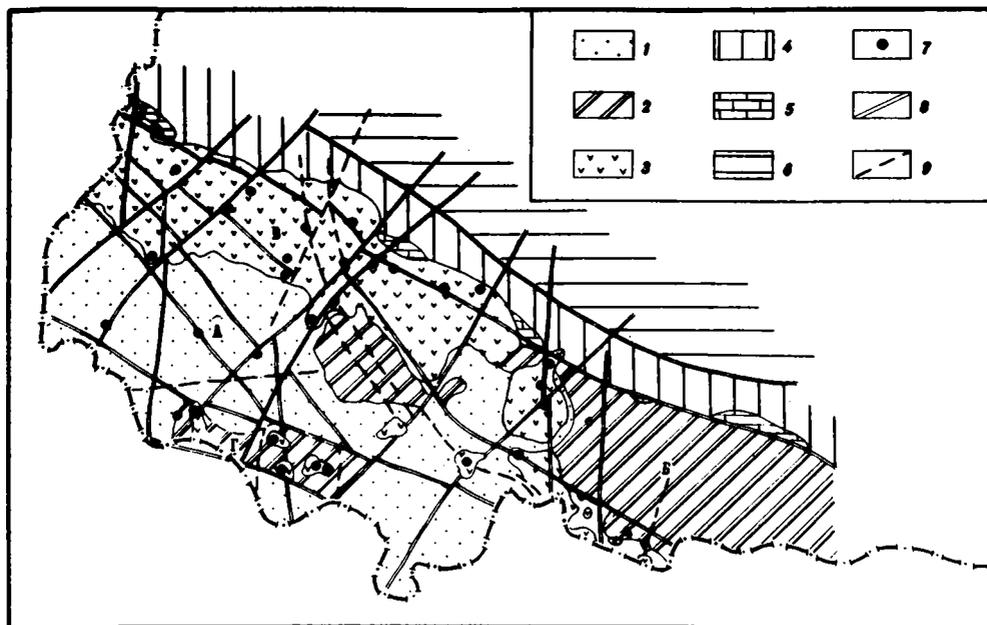


Рис. 3. Тектоническая схема Закарпатского прогиба

1 - верхний структурный подэтаж (верхний миоцен—антропоген); 2 - нижний структурный подэтаж (нижний—средний миоцен); 3 - вулканогенные образования; 4 - Мармарошская зона Складчатых Карпат; 5 - Пьенинская зона утесов; 6 - Дуклянская зона Складчатых Карпат; 7 - древние вулканические постройки; 8 - крупные разломы первого порядка; 9 - разломы второго порядка.

Впадины: А - Мукачевская, Б - Солотвинская; вулканические зоны: В - Выгорлат-Гутинская, Г - Береговская

менениями, иногда значительными, в блоках мощностей синхронных горизонтов левантинского, паннонского, сарматского, тортонского и особенно гельветского ярусов. Вертикальные перемещения блоков по эрозионной донеогеновой поверхности местами достигают 500 - 600 м^р.

В миоцене—плиоцене западная и восточная части Закарпатского прогиба развивались неодинаково. Солотвинская впадина (восточная часть прогиба), выполненная отложениями миоцена мощностью около 2000 м, испытала максимальное погружение в гельвете и тортоне. Сарматские лагунные и озерные отложения встречены лишь в краевых юго-западном и восточном участках. По истории развития эта структура близка к Предкарпатскому краевому прогибу. В Мукачевской впадине (западная часть прогиба) отмечается полный разрез миоцена, плиоцена и антропогена общей мощностью более 2500 м, причем в некоторых синклиналичных структурах большая часть этой мощности приходится на паннон-левантинские и антропогеновые отложения. Это в целом аналогично типам разрезов Большой Венгерской и Восточно-Словацкой впадин.

Осадочный чехол Закарпатского прогиба слабо дислоцирован в пологие складки с углами в первые градусы, реже до 15–20°, и обычно сильно разбит мелкими разрывами со смещением от 10 до 150 м. Особо сильно дислоцированы породы в пределах Чоп–Вышковской антиклинальной зоны, где углы наклона слоев иногда приближаются к 90° и отмечается интенсивная раздробленность неогеновых пород. Каких-либо значительных горизонтальных перемещений в виде пологих надвигов или покровов в толще осадочного чехла Закарпатского прогиба не отмечено. Единственный район, где в настоящее время достоверно известны значительные горизонтальные нарушения, – это северная часть Солотвинской впадины. Здесь вся толща неогена, слагающая чехол прогиба, надвинута на Пьенинскую зону утесов с амплитудой не менее 20 км.

Для неогенового магматизма Закарпатье характерны очень большой масштаб проявлений и огромные мощности вулканических образований. Интенсивный поверхностный вулканизм связан с прогибанием Закарпатье по глубинным разломам, которые служили путями для подъема магмы. Наиболее мощные горизонты туфогенных и эффузивных пород приурочены к гельветским отложениям центральной части Солотвинской и восточной части Мукачевской впадин, к тортонским и сарматским толщам Береговского и Вышковского районов, к плиоценовым отложениям Выгорлат–Гутинской зоны. В гельвете и тортоне в основном это кислые липарит–дацитовые и дацитовые лавы и их туфы, среди которых часто встречаются сваренные и в различной степени спекшиеся разности [Данилович, 1976]. Начиная с сармата постепенно к плиоцену кислый вулканизм вытесняется средним и основным (андезиты, андезитобазальты и базальты).

Е.ф. Малеев [1964] разделил всю вулканическую деятельность в Закарпатье на четыре фазы: 1) бурдигал–тортон; 2) верхний тортон–паннон; 3) нижний левантин; 4) верхний левантин. Начало каждой фазы он связывает с основным, а окончание с кислым вулканизмом. Следует отметить, что подобная периодичность вулканизма проявляется в Закарпатье не очень отчетливо, особенно это касается 2-й и 3-й фаз. Причины этого кроются, по-видимому, в практически непрерывном развитии вулканизма в течение миоцена–плиоцена, на фоне которого в отдельные моменты геологической истории были периоды усиления или значительно-го затухания активности. Кроме того, нельзя не учитывать миграцию центров максимальных извержений во времени из одного района в другой и трудность стратиграфического сопоставления горизонтов вулкаников разного возраста и состава в различных участках территории.

Интрузивные образования Закарпатского прогиба также тесно связаны с крупными региональными разломами, имеют отчасти эффузивный облик (лакколлиты, штоки андезитобазальтов, андезитов, дацитов, липаритов) или представлены типичными гипабиссальными кисло-средними (гранодиориты, гранодиорит–порфиры, кварцевые диорит–порфириты) и реже основными (кварцевые габбро–диабазы, долериты) породами. Интрузии имеют различный возраст, и часто положение их в разрезе не ясно. В районе Вышково гранодиориты прорывают сарматские и в некоторых случаях паннонские отложения и перекрыты андезитами левантина; в центральной части Мукачевской впадины паннонские отложения залегают на размытой поверхности гранодиоритов и гранодиорит–порфиров,

прорвавших тортонские и в некоторых случаях сарматские породы; в Береговском районе липариты в виде лакколлитов залегают внутри тортонской и сарматской вулканической толщи; в районе Перечина габбро-диабазы метаморфизуют левантинские андезиты и их туфы. Помимо типично гипабиссальных интрузий, в Закарпатье развиты эксплозивные брекчии, широко распространены жильные образования, иногда достигающие мощности 50 м и длины более 2,5 км. Состав даек не отличается от эффузивных и гипабиссальных пород. Залегание жил секущее с углами 30–80°, реже стратиформное.

Метаморфические породы встречаются в Закарпатье на контактах интрузий с осадочными породами миоцена; основным регионом их развития является юго-запад Солотвинской впадины (Вышково). Ширина ореолов изменения обычно 3 – 10 м. Типичные роговики для Закарпатья не характерны. Как правило, в приконтактных зонах образуются породы, близкие к филлитам, – породы, обогащенные ориентированным биотитом. В ксенолитах из опикальных частей интрузий или в эксплозивных брекчиях встречаются роговики с диопсидом, андалузитом, корундом.

Мошная интрузивная и эффузивная деятельность привела к широкому развитию в Закарпатье процессов постмагматического газогидротермального изменения пород, которые подробно описаны во многих работах [Лазаренко и др., 1963; Соболев, Фишкин, 1953; Малеев, 1964]. Крупные поля измененных пород под воздействием как низко-, так и высокотемпературных растворов встречаются в районах Вышково, Берегово, Перечина, Угля, Липча, Водица и во многих участках Выгорлат-Гутинской зоны. Здесь сформированы кварц-турмалиновые, кварц-топазовые, кварц-флюоритовые, монтмориллонитовые, каолиновые породы, часто несущие полиметаллическую, ртутную и золоторудную минерализацию.

С низкотемпературными изменениями, распространенными на больших площадях, в Закарпатье связаны карбонатизация, сульфидизация, цеолитизация и окремнение вулканогенных и осадочных неогеновых пород.

Глава третья

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ, ФАЦИИ И МАКРОФАЦИИ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

Для установления условий седиментации, решения вопросов палеогеографии, стратиграфии, геологической истории развития региона, особенностей распределения минеральных ассоциаций нами был применен литолого-фациальный метод исследований, детально освещенный в работах П.П. Тимофеева [1964, 1969, 1970]. В основе этого метода лежат анализ генетических признаков осадков и последовательное выделение генетических типов, фаций и макрофаций. Методика позволяет детально проследить эволюцию осадконакопления, связанную с распространением и миграцией различных ландшафтных зон во времени и в пространстве. Под генетическим типом отложений понимается "один или несколько литоло-

гических типов пород, обладающих совокупностью определенных генетических признаков, которые отражают общность условий накопления осадков" [Тимофеев, 1964, с. 85]. Генетические признаки включают в себя группу породы и ее структуру (литологический тип), цвет, минеральный состав, степень сортированности и окатанности зерен, сохранность и состав остатков флоры и фауны, минеральные выделения, мощность и строение слоев, их взаимоотношения на площади и в разрезе, характер контакта между слоями и их место в седиментационном цикле.

Под "фацией подразумевается не только комплекс физико-географических условий среды осадконакопления, в результате существования которых сформировались осадки, но и сами осадки, обладающие определенным сочетанием первичных генетических признаков (условия + осадок)" [Тимофеев, 1969, с. 135]. "Комплекс сопряженных фаций, отвечающих крупным участкам ландшафтов, называется макрофацией" [Там же. С. 136]. Сочетание близких по генезису макрофаций образует генетическую группу. Для удобства пользования названиями фаций и макрофаций введена буквенная система индексов: первая буква обозначает генетическую группу отложений (Б - бассейновая, А - аллювиальная, О - озерная и т.д.); вторая - отвечает названию макрофации (БУ - макрофация удаленных от побережья частей бассейнов, АР - макрофация руслового аллювия и т.д.); третья - дает определение фации (БУГ - фация глинистых осадков удаленных от побережья частей бассейна). Цифры, следующие за буквенным индексом, обозначают номер генетического типа (БУГ-1, АРР-2 и т.д.).

Неоген-антропогеновые отложения Закарпатского прогиба представлены пестрым комплексом морских и континентальных осадков, образовавшихся в условиях гумидного и аридного климатов. Ниже дана общая фациальная характеристика отложений, слагающих неоген-четвертичную толщу прогиба.

Морские отложения

Макрофация отложений относительно удаленных от берега и спокойных участков морского бассейна (БУ) (табл. 1). Для этой зоны моря характерны наиболее спокойные гидродинамические условия седиментации. Здесь образовались в основном глинистые и мелкоалевритовые осадки, хорошо отсортированные, обладающие тонкой, часто неясной горизонтальной или пологоволнистой прерывистой слоистостью, или неслоистые с невысоким содержанием остатков морской фауны и мелких обрывков наземных растений или водорослей, комплексом преимущественно пелагических планктонных фораминифер. Отложения этой макрофации слагают слои мощностью от 5 до 20 м, образующие более чем 100-метровые пачки и заключающие иногда прослой или горизонты слоистых или массивных пелито-псаммитовых туфов или туффитов. Наибольшим распространением осадки удаленных от берега участков моря пользуются в гелветских, тортонских и нижнесарматских слоях центральной части Закарпатского прогиба. Распространение генетических типов и фаций в разрезах неогеновых отложений Закарпатского прогиба см. на рис. 4 - 6 (вкл.).

Генетические типы, фашии и макрофашии отложений
открытого морского бассейна

Макро- фашии	Фашии	Генетические типы
Отложения удаленных от по- бережья и спокойных участков моря (БУГ)	Глинистых осад- ков удаленных от побережья и спокойных участ- ков моря (БУГ)	БУГ-1. Карбонатные глины, аргиллиты, алев- ролиты, с горизонтальной слоистостью, серые или темно-серые, нередко неслоистые, хорошо сортированные
		БУГ-2. Карбонатные глины, аргиллиты, алев- ролиты, их частое переслаивание флишоидного типа, обычно неслоистые, хорошо сортирован- ные, редко в алевролитах горизонтальная или горизонтально-волнистая слоистость
		БУГ-3. Пелито-псаммитовые туфы, туффиты с горизонтальной слоистостью или неслоистые
Отложения открытого мелководья моря (БМ)	Песчано-глинис- тых осадков ма- лоподвижных участков откры- того мелководья моря (БММ)	БММ-1. Частое или тонкое переслаивание глин, аргиллитов, алевролитов, мелкозернистых песчаников, иногда ритмичное, флишоидного ти- па, слоистость горизонтальная, волнистая, мелкая косоволнистая, мелкая косая, линзо- видная, встречаются текстуры взмучивания, ходы илоедов, остатки моллюсков, раститель- ный детрит
		БММ-2. Туфы, туффиты пелитовые, алевролито- вые, псаммитовые, обычно неслоистые или с горизонтальной, волнистой, косоволнистой, мел- кой косой слоистостью, часто с тонкими про- слоями терригенных или вулканогенно-осадоч- ных пород
		БМТ-1. Частое переслаивание (двучленный ритм) алевролитов и мелкозернистых песчани- ков, с горизонтальной, волнистой, косоволнис- той, мелкой косой слоистостью, нарушенной отчетливыми текстурами подводного оползания
Отложения открытого мелководья моря (БМТ)	Песчано-глинис- тых осадков склонов впадин на открытом мелководье мо- ря и зон при- донных течений (БМТ)	БМТ-2. Частое переслаивание (трехчленный ритм) глин (аргиллитов), алевролитов и песча- ников, с горизонтальной, волнистой, косовол- нистой, мелкой косой слоистостью, нарушенной отчетливыми текстурами подводного оползания,

Макрофашии	Фашии	Генетические типы
		встречаются прослой туфогенных пород, остатки фауны, растительный детрит
		БМТ-3. Переслаивание через 0,1 - 0,5 м песчаников и алевролитов с горизонтальной или линзовидной слоистостью, содержат линзы и прослой гравелитов и конгломератов (до 0,5 м)
	Глинисто-карбонатных осадков открытого мелководья моря (БМК)	БМК-1. Известняк глинистый, неслоистый, серый, темно-серый, иногда с примесью туфогенного материала, содержит остатки фораминифер. Мощность до 1 м
		БМК-2. Переслаивание через 0,1 - 0,2 м алевролита мелкозернистого, глинистого, серого и темно-серого и глинистого серого известняка, слоистость горизонтальная или пологоволнистая, часто неотчетливая, иногда линзовидная, нарушенная текстурами протыкания и взмучивания, иногда прослой (до 0,1 м) серого аргиллита или туфа

Макрофашия отложений открытого мелководья морского бассейна (БМ) (см. табл. 1). Открытая мелководная зона моря характеризуется относительно высокой подвижностью водной среды, практически постоянным воздействием волнового и приливно-волнового процессов, наличием довольно сильных придонных течений. В связи с этим здесь доминируют не глинистые, а главным образом алевроитовые и даже мелкопесчаные осадки, как правило переслаивающиеся между собой. Они отличаются средней или хорошей степенью сортированности и окатанности с различными типами горизонтальной, волнистой, косоволнистой мелкой и крупной косо́й слоистости, иногда с текстурами взмучивания, следами слабых размывов в основании песчаных прослоев. Содержат остатки морской, иногда солонатоводной фауны, ходы илоедов. Насыщенность рассеянным детритом и мелкими растительными остатками придает осадкам более темный оттенок. Мощность мелководноморских отложений обычно изменяется от 5 до нескольких десятков метров, иногда встречаются пакки мощностью до 150 - 200 м.

Эти отложения наиболее распространены в бурдигальских, гельветских и особенно тортонских и нижнесарматских слоях в восточной части Мукачевской и центральной части Солотвинской впадин. Среди терригенных отложений встречаются линзы, прослой или целые пакки пироклаستي-

ческих пород. Как правило, туфы массивны, не слоисты, редко полосчатые; в туффитах и тефроидах, переработанных водной массой, можно обнаружить (правда, менее отчетливо) генетические признаки, характерные для терригенных пород этой макрофазии. В Солотвинской впадине в отложениях тортона среди осадков типичного мелководья моря иногда встречаются прослой алевритов и песчаников с очень отчетливыми текстурами подводного оползания. По-видимому, они образовались в относительно углубленных впадинах на мелководье, обладающих довольно крутыми склонами, либо связаны с сейсмоактивными участками дна бассейна.

Макрофазия отложений заливно-лагунного прибрежного мелководья морского бассейна (БП) (табл. 2). Отложения этой макрофазии формировались в пределах самой прибрежной части бассейна, в полуизолированных, открытых или периодически изолируемых заливах и лагунах, в обширных междельтовых пространствах, в прибрежных западинах дна, затененных песчаными барами, косами, переспями, в пределах мелких аккумулятивных форм, в подводных частях речных дельт, в заболачивающихся участках побережья. Пестрота физико-географических, геохимических и динамических условий этой зоны моря обусловила образование очень разнообразных типов осадков с широким спектром различных генетических признаков. Здесь накапливались терригенные (от глин до конгломератов), вулканогенные, карбонатные, биогенные и хемогенные отложения.

В центральных частях заливов и лагун, в затененных участках между барами накапливались алеврито-глинистые или карбонатно-глинистые неслоистые или горизонтально-волнистослоистые осадки. В зонах воздействия волн прибоя осаждались преимущественно алевро-песчаные отложения, хорошо отсортированные, с горизонтальной, волнистой, косоволнистой и косыми типами слоистости. Подводно-дельтовые отложения крупных и малых рек представлены алевро-песчаными осадками с прослоями и линзами галечников, часто скоплениями крупных остатков веток и стволов деревьев. Особенностью дельтовых отложений для позднего тортона—среднего сармата Закарпатья является сильная переработка речных выносов морскими приливными и вдольбереговыми течениями, что приводит к переслаиванию горизонтов, несущих признаки либо баровых, либо дельтовых отложений. Довольно отчетливо в Закарпатском прогибе в отложениях миоцена среди прибрежных осадков моря выделяются образования мелких полуизолированных лагун и заболачивающихся участков побережья моря, где образовывались алеврито-глинистые отложения с горизонтальными и волнистыми типами слоистости, часто текстурами взмучивания и протыкания, очень высоким содержанием растительных остатков, корешков, иногда остатками тонкостенной солоноватоводной или пресноводной фауны. Редко в мелких лагунах или затишных участках заливов, вблизи зон активного вулканизма, имело место образование диатомитов.

Преобладание отложений тех или иных фаций в заливно-лагунной зоне бассейна зависит в основном от количества терригенного материала, выносимого водотоками с приморской равнины, от характера (изрезанности) береговой линии и от степени приглубления прибрежной полосы моря. Отложения заливно-лагунной зоны моря очень широко распространены главным образом в миоценовых горизонтах по всему Закарпатью.

Генетические типы, фации и макрофации отложений открытого мелководья и прибрежной зоны моря

Макро- фации	Фации	Генетические типы
Отложения заливно-лагунного (прибрежного) мелководья морского бассейна (БП)	Глинистых осадков прибрежного мелководья моря (в том числе центральных частей заливов и лагун) (БПЦ)	БПЦ-1. Серые, коричневато-серые глины, аргиллиты, алевролиты мелкозернистые, часто карбонатные, с неясной горизонтальной, горизонтально-волнистой слоистостью или неслоистые, послойные скопления тонкостенных моллюсков, мелких растительных остатков, растительного детрита
		БПЦ-2. Серые, коричневато-серые туфогенные глины, аргиллиты, мелкозернистые алевролиты, с неясной горизонтальной, волнистой слоистостью или неслоистые, с прослоями туфогенного материала, редко диатомитов
	Карбонатно-глинистых осадков прибрежного мелководья моря (в том числе центральных частей заливов и лагун) (БПК)	БПК-1. Серые мергели, сильнокарбонатные глины, с горизонтальной или горизонтально-волнистой слоистостью, целыми раковинами или детритом фауны, мелкими растительными остатками
		БПК-2. Серые известняки, иногда глинистые, криптокристаллические, неслоистые или с неясной горизонтальной слоистостью, скоплениями обломков или целых раковин моллюсков, мелкого растительного детрита
	Песчано-глинистых осадков заболачивающихся участков заливов и лагун (БПЗ)	БПЗ-1. Темно-серые глины, аргиллиты, алевролиты, песчаники с нарушенными текстурами (протыкания), различными типами горизонтальной волнистой, мелкой косо́й слоистости, часто сильнокарбонатные вплоть до известняков, с обилием мелких растительных остатков, крупных и мелких корешков
	Песчано-глинистых осадков прибрежного подвижного мелководья моря (открытое мел-	БПМ-1. Серые песчаники мелкозернистые, алевролиты крупнозернистые, слоистость горизонтальная, волнистая, мелкая косоволнистая или мелкая косая, обломки или целые раковины моллюсков, мелкие растительные остатки

Макро- фации	Фашии	Генетические типы
		БПМ-2. Серые, коричневато-серые алевролитические глины, аргиллиты, мелкозернистые алевролиты средней степени сортированности, с горизонтальной волнистой слоистостью, частое переслаивание глин и алевролитов, остатки фауны, флоры
		БПМ-3. Туфы, туффиты разной размерности, неслоистые или с горизонтальной волнистой, мелкой кривой слоистостью
Песчано-алевроитовых осадков сильноподвижных участков прибрежного мелководья моря (зоны течений, аккумулятивные формы рельефа) (БПС)		БПС-1. Серые, буровато-серые песчаники мелко-среднезернистые, с горизонтальной, волнистой мелкой и крупной кривой слоистостью, разнонаправленной пологой, перекрестно-волнистой, толстостенная фауна, раковины и растительный детрит, мелкие и реже крупные растительные остатки
		БПС-2. Серые и буровато-серые песчаники мелкозернистые, алевролиты крупнозернистые, с горизонтальной, волнистой, косоволнистой слоистостью, реже мелкая кривая, обломки и целые раковины моллюсков, мелкие растительные остатки, тонкие прослои глинистого материала
Гравийно-песчаных и алевроитовых осадков сильноподвижных придельтовых участков прибрежного мелководья моря (подводные склоны дельт) (БПД)		БПС-3. Туфы, туффиты различной размерности, в отдельных прослоях следы перемыва
		БПД-1. Серые и буровато-серые гравелиты, мелко-крупнозернистые, песчаники крупнозернистые с крупной, кривой, клиновидной, диагональной, выполаживающейся к основанию слоистостью или неслоистые, с включением отдельных галек, обломков стволов растений, редко остатки моллюсков
		БПД-2. Песчаники мелко-среднезернистые, алевролиты крупнозернистые, серые или коричневато-серые, с горизонтальной, волнистой, косоволнистой, мелкой и крупной кривой разнонаправленной слоистостью или неслоистые, мелкие растительные остатки, детрит, редко фауна

Макро- фации	Фации	Генетические типы
БПД-3. Туфы, туффиты разной размерности, хорошо сортированные, следы перемыва		
<p><u>Макрофация отложений подводных зон активного вулканизма (БВ)</u> (табл. 3). Эта макрофация объединяет комплекс образований подводных вулканических конусов и околоконусных пространств. Представлена мощными непереотложенными пачками туфов различной структуры, потоками лав, часто обладающими специфической шаровой или подушечной отдельностью. Слоистые текстуры пирокластических пород проявлены очень нечетливо. Как правило, это толстоослоистые образования, где слоистость проявляется в основном за счет чередования слоев (от 0,1 до 1 м), сложенных материалом различной размерности и иногда различающихся цветом. Специфические генетические признаки проявляются очень нечетливо, часто генезис осадков можно определить лишь косвенно по наличию в пачке прослоев терригенных, карбонатных или вулканогенно-осадочных морских пород. К наиболее ярким генетическим признакам морских вулканических пород относятся: наличие шаровой или подушечной отдельности в лавах, отсутствие первичной окисленности и ожелезнения лав и туфов, образование гялокластических структур в лавах, сильное растрескивание и разделение слоев на блоки, наличие морской фауны, мощных и распространенных на значительной площади горизонтов вулканогенно-осадочных пород. Морские вулканические отложения очень широко распространены в гельветских и тортонских слоях по всему Закарпатыю.</p>		
<p><u>Макрофация отложений мелководного бассейна в аридном климате (БА)</u> (см. табл. 3). Эта макрофация объединяет комплекс отложений, образовавшихся в различных участках крайне мелководного бассейна при разной степени аридизированном климате. Сюда включены осадки крупных и мелких "солеродных лагун", прибрежной волноприбойной зоны моря, подводных участков мелких дельт, полуизолированных лагун с терригенным и терригенно-сульфатным типом седиментации. Основными генетическими признаками этих отложений являются их красноцветность или участками пестроцветность, плохая или средняя сортировка материала, минимальное содержание остатков флоры, специфичность и обедненность фаунистического комплекса, наличие галоидных, сульфатных и карбонатных осадков. Макрофация включает широкий спектр терригенных (от глин до конгломератов), карбонатных, сульфатных, галоидных и реже вулканогенных отложений, распространенных в негровской, тереблянкой и отчасти водичкой свитах.</p>		

Генетические типы, фации и макрофации отложений осолоненного бассейна и зон подводного вулканизма

Макрофации	Фации	Генетические типы
Отложения зон подводного активного вулканизма (БВ)	Вулканогенных осадков подводных вулканических конусов и околоконусных пространств (БВК)	БВК-1. Лавы, лавобрекчии, брекчиевые лавы в виде потоков, покровов и некков, иногда подушечные или с шаровой отдельностью
		БВК-2. Туфы, туфобрекчии агломератовые, псефитовые или псаммитовые, иногда мощные, неперетолженные алевроитовые или пелитовые
	Туфогенных осадков подводных пирокластических покровов околоконусных пространств (БВП)	БВП-1. Мелкообломочные кислые, реже средние туфы, неслоистые, образуют пачки большой мощности
Отложения бассейна с повышенной соленостью (в том числе отложения бассейна в аридном климате) (БА)	Галогенно-глинистых осадков осолоненного бассейна (при аридизации климата) (БАГ)	БАГ-1. Соль каменная (галит) неслоистая, белая или полосчатая серая
		БАГ-2. Серые глины, алевролиты мелкозернистые, неслоистые, с линзами соли или частое переслаивание глин, алевролитов и соли через 0,1-0,4 м
	Сульфатно-карбонатно-глинистых осадков осолоненного бассейна (при аридизации климата) (БАС)	БАС-1. Ангидрит, гипс, неслоистые массивные или полосчатые серые, белые мелкозернистые
	БАС-2. Серые известняки, часто глинистые, пелитоморфные, мелкозернистые, с линзами глины или ангидрита	
	БАС-3. Серые или бурые глины, алевролиты, с горизонтальной и волнистой неправильной слоистостью, с прослойками и линзами пелитоморфных известняков, мергелей, ангидрита, гипса, слоистость часто линзовидная	

Макро- фашии	Фашии	Генетические типы
Галечно-песчаных осадков сильноподвижного прибрежного и приустоевого мелководья осолоненного бассейна (БАД)		БАД-1. Конгломераты, гравелиты серые или бурые, неслоистые, средние или хорошо сортированные, с прослоями ангидрита или гипсово-ангидритовым, карбонатно-сульфатным цементом
		БАД-2. Песчаники мелко-крупнозернистые неслоистые или с крупной косо́й слоистостью, часто неотчетливой, карбонатно-сульфатным цементом
Песчано-глинистых осадков открытого мелководья осолоненного бассейна (отложения крупного осолоняющегося бассейна, мелководная и заливно-лагунная его части) (БАМ)		БАМ-1. Песчаники серые, буро-, зеленовато-серые, мелко-среднезернистые, плохо сортированные, с неясной неправильной, часто нарушенной горизонтальной, волнистой, мелкой косо́й слоистостью, текстуры взмучивания, оползания, редко остатки мелких пелиципод
		БАМ-2. Глины, алевролиты серые, буровато-, зеленовато-серые, плохо сортированные, с неправильной нарушенной горизонтальной или волнистой, иногда линзовидной слоистостью, редко остатки мелких пелиципод, иногда частое переслаивание глин и алевролитов

Континентальные отложения

Макрофашии отложений русел рек (АР) (табл. 4). Эта макрофашиа объединяет русловые отложения крупных и малых рек, от их придельтовых частей до предгорий. Осадки представлены главным образом песчано-галечным, реже валунным, хорошо окатанным и обычно хорошо отсортированным материалом. Характерны наличие горизонтальной, мелкой и крупной косо́й однонаправленной сортированной слоистости, присутствие мелкого растительного детрита, обломков веток и стволов деревьев, полное отсутствие фауны. Мощность слоев невелика, до первых метров. Переходят по латерали в дельтовые, озерные, пролювиальные отложения.

Распространены по периферии прогиба в тортоне и нижнем сармате и особенно широко по всей территории в плиоцене.

Макрофашия отложений пойм рек (АП) (см. табл. 4). В макрофашию пойменных отложений нами включены осадки как собственно прирусловых частей пойм, так и мелких озерно-старичных водоемов, расположенных в речной долине. Представлены они глинисто-алевролитовым или алевропесчаным материалом или частым тонким переслаиванием глин, алевритов, иногда песков с горизонтальной линзовидной, пологоволнистой неправильной, нарушенной или мелкой косою, часто штриховатой слоистостью. Содержание растительных остатков довольно высокое, часто присутствуют корневые остатки, обломки веток. Мощности пойменных отложений обычно до 1 м, редко превышает 5 м. Тесно связаны с отложениями русел рек.

Макрофашия отложений временных пролювиальных потоков (ПА) (табл. 5). Пролувиальные отложения образовались в условиях временных водотоков, стекающих с размывающихся возвышенностей на приморской равнине или с основной области сноса. Они слагают зону отложений, окаймляющую возвышенные водоразделы, конусы вулканов, краевые части областей аккумуляции, прилегающие к областям сноса. Представлены в основном крупнообломочным песчано-глыбовым плохо окатанным, практически не сортированным материалом: серыми, бурыми, зеленоватыми глыбовыми, щебневыми брекчиями, разногалечными и валунными конгломератами, разнозернистыми песчаниками с очень высоким содержанием глинистого вещества. Часто содержат обломки стволов и веток растений, мелкие линзы алевропесчаного материала. Временные потоки, развитые в зонах активного вулканизма (лахары), несут генетические признаки нормального пролювия и отличаются лишь вулканомиктовостью обычно резко разнородных по составу обломков пород.

Макрофашия мелких периодически осушающихся и зарастающих озер на аллювиально-пролювиальной равнине (в том числе озер на низких водоразделах) (ПО) (см. табл. 5). В мелких озерных водоемах, расположенных по периферии конусов выноса пролювиальных потоков или на участках низких водоразделов, незначительно возвышенных относительно местного базиса эрозии, образовывались различные глинисто-песчаные осадки. Основной их генетической характеристикой являются: плохая сортировка материала, резкие фациальные переходы в отложения различных озерных, озерно-болотных, аллювиальных или пролювиальных фаций, пестрая (бурая, серо-коричневая, желтая, зеленовато-серая) окраска, горизонтальнослоистые нарушенные или массивные текстуры. Периодичность поступления воды и терригенного материала в эти озерные водоемы приводила к их частичному или полному высыханию или зарастанию, что нашло отражение в появлении в осадках большого количества корневых остатков растений и развитии в некоторых горизонтах соединений железа, придающих отложениям бурый или пестрый оттенок. Мощности озерно-пролювиальных осадков обычно 0,5 - 1, редко до 10 м. Распространены они главным образом на присводовых участках конседиментационных антиклиналей и в краевых частях крупных депрессий, главным образом в верхнемиоценовых и плиоцен-четвертичных отложениях.

Генетические типы, фации и макрофации аллювиальных отложений

Макрофации	Фации	Генетические типы
Отложения русел рек (АР)	Галечно-песчаных осадков русел предгорных рек (АРГ)	АРГ-1. Серые, буро-серые конгломераты, гравелиты, плохо сортированные, с неясной, крупной, косой, однонаправленной слоистостью или неслоистые, с включением валунов, глыб, невысокое содержание глинистого цемента
		АРГ-2. Серые, буро-серые песчаники мелко-крупнозернистые, средние и плохо сортированные, с крупной, косой, однонаправленной слоистостью или неслоистые, часто с включением галек, обломки стволов и веток растений
	Галечно-песчаных осадков русел равнинных рек (АРР)	АРР-1. Серые конгломераты, гравелиты средне или хорошо сортированные, с горизонтальной, волнистой мелкой и крупной косой слоистостью, диагональной, однонаправленной, ритмической сортировкой материала в слойках, иногда неслоистые, мелкие растительные остатки, обломки веток
		АРР-2. Серые песчаники, мелко-крупнозернистые, реже алевролиты крупнозернистые с горизонтальной, волнистой, мелкой и крупной косой слоистостью, ритмической сортировкой материала в слойках, мелкие растительные остатки
	Песчано-алевритовых осадков русел мелких равнинных рек и проток (АРП)	АРП-1. Серые песчаники мелкозернистые, алевролиты крупнозернистые хорошо сортированные с горизонтальной, волнистой, мелкой косой и мелкой косой штриховатой слоистостью, мелкие растительные остатки, детрит, реже обломки веток, крупная косая однонаправленная пологая слоистость; слюда
	Песчано-глинистых осадков мелких старичных водоемов на пойме (АПО)	АПО-1. Темно-серые песчаники мелкозернистые, алевролиты обычно неслоистые, реже с неправильной горизонтальной и волнистой слоистостью, обилие мелких растительных остатков, детрита, иногда редкие корешки

Макро- фации	Фашии	Генетические типы
Отложения пойм рек (АП)		АПО-2. Темно-серые глины, алевролиты с неправильной горизонтальной или волнистой слоистостью, обилие растительных остатков, детрита, иногда листовой флоры хорошей сохранности, редко мелкие корешки
	Песчано-глинистых осадков прирусловых частей пойм (АПП)	АПП-1. Тонкое переслаивание песчаника мелкозернистого, алевролитов и глин, с горизонтальной, волнистой, мелкой косой штриховатой слоистостью, мелкие растительные остатки, детрит, слюда

Таблица 5

Генетические типы, фашии и макрофашии отложений пролювия и зон активного континентального вулканизма

Макро- фашии	Фашии	Генетические типы
Отложения русел и конусов пролювиальных потоков (ПА)	Галечно-песчаных осадков русел и конусов пролювиальных потоков (ПАР)	ПАР-1. Серые, пестрые конгломераты, брекчии, гравелиты очень плохо сортированные, плохо окатанные, обычно неслоистые, с включением неокатанных глыб, с высоким содержанием глинистого материала, крупные обломки стволов и веток
		ПАР-2. Песчаники разнозернистые, алевроитистые, глинистые, неслоистые, очень плохо сортированные, материал плохо окатан, часты включения глыб и валунов, обломки стволов и веток деревьев. В случае лахар породы состоят из вулканогенного материала
	Песчано-глинистых осадков зарастающих мелких озер периферии конусов (ПОЗ)	ПОЗ-1. Серые, бурые, зеленоватые песчаники, мелкозернистые, алевролиты крупнозернистые, плохо сортированные, слоистость не отчетливая, нарушенная, мелкие и крупные вертикальные корешки, сидеритовые конкреции, растительные остатки редки

Макро- фации	Фации	Генетические типы
Отложения мелких озер периферии зоны проловидных конусов (ПО)		ПОЗ-2. Серые, бурые, зеленоватые глины, алевролиты плохо сортированные, слоистость неотчетливая горизонтальная и волнистая, нарушенная, с мелкими и крупными корешками (окисленными), растительные остатки сильно окислены, сидеритовые конкреции (иногда туфы, туффиты)
	Песчано-глинистых осадков периодически осушающихся водоемов периферии конусов (ПОО)	ПОО-1. Серые, бурые, зеленоватые песчаники мелкозернистые, алевролиты крупнозернистые, плохо сортированные, неслоистые или с неправильной горизонтальной, волнистой, мелкой косо́й слоистостью, органические остатки окислены
		ПОО-2. Серые, бурые, зеленоватые, пятнистые глины, алевролиты мелкозернистые, с неправильной горизонтальной, волнистой, линзовидной слоистостью, конкрециями сидерита, органические остатки окислены (иногда туфы, туффиты)
Отложения континентальных зон активного вулканизма (ВК)	Лавовых и туфовых отложений континентальных вулканических конусов (ВКК)	ВКК-1. Лавы разного состава, лавобрекчии, брекчиевые лавы, часто флюидальные, мелкозернистые, иногда окисленные (ожелезнены)
		ВКК-2. Туфы разного состава, туфобрекчии от псаммитовых до агломератовых, неслоистые, иногда полосчатые, без следов переотложения
	Туфовых отложений раскаленных лавин (ВКЛ)	ВКЛ-1. Сваренные и в различной степени спекшиеся туфы кислого или реже среднего состава (игнимбриты, игниспумиты, поточные туфы, туфолавы)
	Лавовых и туфовых отложений шлейфов и покровов (ВКО)	ВКО-1. Лавы разного состава, лавовые брекчии ВКО-2. Туфы разного состава и размерности без следов переотложения

Макрофация отложений наземных вулканов (ВК) (см. табл. 5). Отложения этой макрофации образовались в наземных условиях в зонах активного вулканизма в пределах конусов и околоконусных пространств. Они представлены как лавами, так и туфами разной размерности и состава, неслоистыми, массивными. Иногда в лавах отмечаются участки или зоны сильного окисления, где они приобретают бурый или коричневатый оттенок; по туфам часто развиваются горизонты почв с обильными корневыми остатками; встречаются обломки веток и стволов деревьев. Мощностъ наземных вулканических образований различна – от десятков сантиметров до нескольких сотен метров (в пачках). Максимально распространены в пределах Выгорлат–Гутинской гряды в плиоценовых отложениях.

Макрофации озерных водоемов низменных аллювиально–озерных и приморских равнин (ОВ) (табл. 6). Эта макрофация объединяет комплекс отложений, образовавшихся в различного размера озерных водоемах, расположенных на выровненных пространствах от подножий областей сноса до морского бассейна. В пределах каждого крупного озерного водоема можно выделить его центральную часть, открытое мелководье, полуизолированные и заболачивающиеся участки, прибрежные сильноподвижные и приустьевые зоны.

Генетические признаки для осадков каждой из этих зон будут различны. Для отложений центральных затишных и полуизолированных участков озер это преимущественно алеврито–глинистый состав отложений, горизонтальные волнистые, часто нарушенные типы слоистости или массивность, наличие в них остатков флоры часто хорошей сохранности, обилие растительного детрита, пресноводная тонкостенная фауна, иногда диатомовые водоросли. Осадки подвижных, сильноподвижных и приустевых участков озер характеризуются в основном алевро–песчаным составом часто с прослоями гравия или галечников, наличием косослоистых и косоволнистых текстур наряду с горизонтально–волнистыми, детрита пресноводной фауны, остатков растений вплоть до крупных обломков и веток. Эти признаки указывают на разнообразие динамических обстановок, в которых формировались осадки.

В зависимости от расположения озерного водоема на приморской либо аллювиально–озерной равнине его осадки тесно связаны либо с прибрежно–морскими, либо с аллювиальными и пролювиальными образованиями. Отложения озер наиболее широко распространены по всей территории Закарпатья начиная с середины сармата. В эту же макрофацию нами включены отложения мелких гейзерных озер, расположенных в зонах активного вулканизма или интенсивной поствулканической деятельности. Они сложены алеврито–глинистым материалом с опаловым или опалово–доломитовым цементом, причем соотношение терригенной и хемогенной частей варьирует в широких пределах. Отложения, как правило (но не всегда), сильно обогащены растительными остатками, иногда вплоть до образования сильноглинистых кремнистых аллохтонных углей (до 1,5 м мощностью). Залегают обычно либо среди наземных вулканических отложений, либо внутри комплекса озерных или озерно–болотных осадков, встречаются в общем довольно редко, главным образом в сарматских и паннонских отложениях Мукачевской впадины.

Генетические типы, фации и макрофации отложений
открытых озер

Макро- фации	Фации	Генетические типы
Отложения открытых озерных водоемов (относительно крупные пресноводные озера) (ОВ)	Алеврито-глинистых осадков центральных и спокойных участков озер (ОВЦ)	ОВЦ-1. Серые глины, алевролиты мелкозернистые, с неясной горизонтальной слоистостью или неслоистые, мелкие растительные остатки, растительный детрит, пресноводная фауна
		ОВЦ-2. Туфы пелито-псаммитовые, туффиты с неясной горизонтальной слоистостью, часто неслоистые, с линзами и прослоями диатомитов и пресноводной фауны
	Алеврито-глинистых осадков полуизолированных участков озер (полуизолированные застойные и слабопроточные участки открытых озер) (ОВП)	ОВП-1. Серые, темно-серые глины, алевролиты мелко-крупнозернистые, тонколистоватые за счет послойного скопления растительных остатков часто хорошей сохранности
		ОВП-2. Серые, темно-серые глины, алевролиты мелко-крупнозернистые, с горизонтальной неясной слоистостью за счет скопления растительных остатков, часто остатки фауны в большом количестве
		ОВП-3. Туфы, туффиты пелито-псаммитовые, неслоистые или с неправильной неясной горизонтальной слоистостью, с прослоями диатомитов
	Песчано-глинистых осадков открытого мелководья озер (ОВМ)	ОВМ-1. Серые, темно-серые песчаники мелкозернистые, алевролиты крупнозернистые, с отчетливой горизонтальной, волнистой, косоволнистой слоистостью, мелкие растительные остатки, частое переслаивание песчаников, алевролитов и глин, иногда пресноводная фауна
	ОВМ-2. Туфы, туффиты неслоистые, часто с прослоями диатомитов	
Песчано-алевиновых осадков сильноподвижного	ОВД-1. Серые песчаники мелко-крупнозернистые, реже гравелиты с горизонтальной, волнистой, косоволнистой, мелкой и крупной	

Макро- фашии	Фашии	Генетические типы
	мелководья и при- устьевых участков озер (в том чис- ле мелких и круп- ных проток между озерами на озер- но-аллювиальной равнине) (ОВД)	косой слоистостью, выходящей к ос- нованию, реже взаимосрезающей, включения редкой мелкой гальки, обломки древесины, крупные растительные остатки
		ОВД-2. Серые песчаники мелкозернистые, алевролиты крупнозернистые, с горизонталь- ной, волнистой, мелкой и крупной косой сло- истостью, мелкие и крупные растительные остатки, фауна крайне редка
		ОВД-3. Серые алевролиты мелкозернистые, реже крупнозернистые, с неясной горизон- тальной или волнистой слоистостью, с про- слоями глин, остатки флоры и фауны редки
		ОВД-4. Туфы, туффиты неслоистые
Отложения гейзерных озер	Гидротермальных хемогенно-терри- генных осадков гейзерных озер в области контин- ентальной актив- ного вулканиз- ма (ОВГ)	ОВГ-1. Серые и темно-серые плотные алевро- литы, глины с кремнисто-глинистым це- ментом, горизонтальной, волнистой слоисто- стью, обилием растительных остатков, иногда редкие мелкие корешки
		ОВГ-2. Серые и темно-серые плотные алевро- литы, глины с карбонатно-глинистым це- ментом (доломит-опал-глина), с горизон- тальной, волнистой слоистостью, обилием растительных остатков, иногда диатомовые водоросли, редкие мелкие корешки

Макрофашиа отложений зарастающих озерных водоемов и заиляющих торфяных болот на низменных аллювиально-озерных и приморских равнинах (ОЗ) (табл. 7). К этой макрофашии отнесены осадки, образующиеся в зарастающих или слабопроточных участках крупных или отдельных мелких озерных водоемов в пределах всей континентальной равнинной части территории. Они сложены алевроито-глинистым, реже песчаным материалом с неясной горизонтальной волнистой или косоволнистой слоистостью, обычно в различной степени нарушенной текстурами взмучивания или протыкания, обилием остатков пресноводной фауны и растений вплоть до формирования слабоуглистых отложений, встречаются остатки корешков. Все эти признаки свидетельствуют о наличии спокойных дина-

мических условий водной массы, слабой проточности, застойности и зарастания. Отложения зарастающих и застойных водоемов тесно связаны с отложениями открытых озер и аллювия и имеют максимальное распространение в сармат-левантинских слоях.

Макрофашия отложений заболачивающихся водоемов (ОБ) (см. табл. 7). В эту макрофашию включены осадки, образовавшиеся в начальную стадию заболачивания озерных водоемов, расположенных либо на приморской равнине, в непосредственной близости от морского побережья, либо в пределах озерно-аллювиальной области, примыкающей к основному водоразделу. Они представлены как глинами, так и песками, обычно темно-серыми, почти черными из-за обилия захороненного растительного материала, с различными типами слоистости, нарушенными или полностью уничтоженными в процессе зарастания и переработки корешками растений (почва, подпочва). Мощностъ, как правило, не велика и не превышает десятков сантиметров. Максимально распространены в среднесарматских, паннонских и левантинских угленосных отложениях.

Макрофашия торфяных болот (Б). Сюда отнесены различные по типу и генезису угли и сильноуглистые породы, образовавшиеся в пределах торфяных болот на приморской или озерно-аллювиальной равнине. Петрографическое изучение углей нами не проводилось, в связи с этим. Дробное генетическое подразделение осадков торфяных болот здесь не приведено. Максимально распространены в среднесарматских, паннонских и левантинских угленосных толщах.

Отложения различных фаций закономерно сменяют друг друга в разрезах, образуя парагенетически связанные комплексы - элементарные циклы. Каждый цикл отражает смену условий седиментации в данном районе в определенное время - от одной трансгрессии до другой в случае его завершенности или от трансгрессии до регрессии при его незавершенности. В большинстве случаев циклы отделяются друг от друга поверхностями слабого размыва или резкими границами.

Морские циклы в нижних и верхних частях сложены отложениями открытого мелководья (фации БММ), сменяющимися осадками удаленных и спокойных участков моря (БУГ) в средних частях циклов. В некоторых случаях на разных уровнях появляются отложения фации подводных течений (БМТ). Доля участия осадков разных фаций в строении морских циклов различна, их мощностъ может изменяться от одного до нескольких десятков метров. Мощностъ морских циклов в целом от 10 до 100 м.

Прибрежно-морские циклы сложены отложениями малоподвижного или сильноподвижного прибрежного мелководья (БПМ, БПС) в нижних и верхних своих частях, реже здесь встречаются осадки прибрежного приустьевого мелководья или заболачивающихся участков заливов и лагун (БПД БПЗ). Центральные части прибрежно-морских циклов представлены обычно глинистыми или карбонатными отложениями центральных участков заливов, реже осадками открытого мелководья моря. В зависимости от мощности и присутствия тех или иных составляющих цикла можно выделить несколько их подтипов: морские-прибрежно-морские, заливно-лагунные, заливно-дельтовые, заливно-лагунно-болотные. Мощностъ прибрежно-морских циклов от единиц до нескольких десятков метров.

Генетические типы, фации и макрофации зарастающих и заболачивающихся озер

Макрофации	Фации	Генетические типы
Отложения зарастающих озер и заиляющихся торфяных болот (ОЗ)	Углисто-терригенных осадков заболачивающихся озер и заиляющихся торфяных болот (ОЗУ)	ОЗУ-1. Углистые глины или алевролиты, часто туфогенные
	Алеврито-глинистых осадков застойных участков зарастающих озер (ОЗЗ)	ОЗЗ-1. Темно-серые глины, алевролиты мелко-среднезернистые, с нарушенной горизонтальной и волнистой слоистостью, текстурой взмучивания, мелкими растительными остатками, иногда мелкая фауна
		ОЗЗ-2. Темно-серые глины, алевролиты мелко-крупнозернистые, неслоистые или с очень неясной, неправильной, горизонтальной, прерывистой слоистостью, мелкие растительные остатки, детрит, реже фауна
Отложения заболачивающихся водоемов (ОБ)	Песчано-алевроитовых осадков проточных участков зарастающих озер (в том числе мелких спокойных проток) (ОЗП)	ОЗЗ-3. Туфы, туффиты неслоистые, с высоким содержанием растительных остатков
		ОЗП-1. Серые и темно-серые алевролиты, мелко-крупнозернистые, реже песчаники мелкозернистые, с неясной неправильной горизонтальной слоистостью, нарушенной текстурой взмучивания и протыкания, мелкие растительные остатки, фауна редкая, иногда породы неслоистая
Отложения заболачивающихся водоемов (ОБ)	Песчано-глинистых осадков заболачивающихся озер на аллювиальной долине (ОБА)	ОБА-1. Серые и темно-серые песчаники, алевролиты, глины, туфы, туффиты неслоистые, в различной степени комковатые, мелкие растительные остатки, мелкие и крупные вертикальные и горизонтальные корешки
	Песчано-глинистых осадков заболачивающихся	ОБО-1. Серые и темно-серые песчаники, алевролиты, глины, туфы, туффиты неслоистые, в различной степени комковатые, мел-

Макро- фашии	Фашии	Генетические типы
озер на озерно- аллювиальной низ- менной равнине (ОБО)		кие растительные остатки, иногда фауна пресноводная или солоноватоводная, мелкие и крупные корешки, текстуры протыкания

Мелководно-морские аридные циклы можно подразделить на два подтипа: мелководно-морские сульфатные и мелководно-морские галоидные. Первые представляют собой последовательную смену терригенных и сульфатных отложений мелководного бассейна при аридизации климата (БАМ, БАС), вторые – терригенных (БАМ) и галогенных (БАГ) либо сложены только осадками фации солеродных бассейнов (генетические типы БАГ-1 и БАГ-2). Мощность мелководно-морских аридных циклов различна – от десятков сантиметров до десятков метров.

Озерные циклы в зависимости от наличия в их строении озерных, озерно-болотных, болотных, аллювиальных или прибрежно-морских отложений подразделяются на несколько подтипов: собственно озерные, озерно-болотные, аллювиально-озерные или заливно-озерные. В нижних и верхних их частях обычно встречаются отложения открытого мелководья озер (ОВМ), прибрежного приустьевое мелководья (ОВД), полуизолированных участков (ОВП) или реже аллювиальные образования (АРР, АРП). Средние части представлены осадками центральных зон озер (ОВЦ). В некоторых случаях в основании или кровле озерных циклов встречены осадки зарастающих и заболачивающихся озер и болот (ОЗЗ, ОЗП, ЗЗУ, ОБО, Б). Мощность озерных циклов от нескольких десятков сантиметров до первых десятков метров.

Аллювиальные циклы в нижних частях и кровле сложены исключительно отложениями рек (АРГ, АРР). Средние части аллювиальных циклов сложены либо озерно-аллювиальными (АПО), либо озерными (ОВМ, ОВП), либо озерно-болотными (ОБА, ОБО, ОЗУ) осадками и образуют различные их подтипы: собственно аллювиальные, озерно-аллювиальные, аллювиально-озерно-болотные. Мощность аллювиальных циклов от первых метров до 10 – 20 м.

Проллювиальные циклы в основании содержат только несортированные крупнообломочные образования временных потоков (ПАР). Средние и верхние части сложены различными континентальными отложениями: аллювиальными (АРГ, АРР, АРП), озерно-пролювиальными (ПОЗ, ПОО), заболачивающихся озер (ОБА, ОБО), реже открытых озер (ОВМ, ОВЦ), образующими различные подтипы пролювиальных циклов: собственно пролювиальные, аллювиально-пролювиальные, озерно-пролювиальные, аллювиально-пролювиально-озерно-болотные (редко). Мощность пролювиальных циклов различна – от нескольких до 50 м.

Пирокластические породы встречаются практически во всех типах

элементарных циклов и образуют в различных их частях тонкие или довольно мощные прослои. В крупных пачках вулканогенных пород, где по аналогии с осадочными можно было бы выделить элементарные вулканические циклы, в подавляющем большинстве случаев циклическое строение разреза не устанавливается. Они сложены либо отложениями одной фации, либо беспорядочным чередованием различных образований. Вместе с тем наличие в разрезе относительно мощных прослоев вулканических пород свидетельствует об особых условиях седиментации и специфических ландшафтных обстановках, длительно существовавших в данном районе, поэтому пачки вулканитов выделяются нами как составная часть циклов более крупного порядка, чем элементарные циклы.

Вулканические морские циклы представляют собой комплекс продуктов подводного вулканизма (БВК, БВО), обычно (но не обязательно) содержащих прослои морских или прибрежно-морских осадков. Мощности от десяти до нескольких сотен метров.

Вулканические континентальные циклы отличаются от первого типа генезисом вулканического материала (фации ВКК, ВКЛ, ВКО) и присутствием аллювиальных, пролювиальных, пролювиально-озерных и озерных отложений. Мощности комплексов континентального вулканизма обычно от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

Различные типы циклов отражают разные обстановки седиментации, физико-химические и геоморфологические условия их образования, иными словами, определенные типы циклов или их сочетания образуются в определенных ландшафтных зонах. "Ландшафт (географический) - генетически единая территория с однотипным рельефом, геологическим строением, климатом, общим характером поверхностных и подземных вод, закономерным сочетанием почв, растительных и животных сообществ" [Геологический словарь, 1973, с. 385]. Исследуя в разрезе строение, состав и взаимоотношение отдельных циклов, мы можем с большой долей уверенности не только восстановить ту общую палеообстановку осадконакопления (палеоландшафт), в которой образовался каждый конкретный цикл, но и проследить эволюцию этих обстановок во времени.

Для целей палеогеографических реконструкций на основе изучения циклического строения разрезов неоген-антропогенного Закарпатского прогиба нами выделены 13 ландшафтных зон, различающихся комплексами осадков.

1. Ландшафт открытого морского бассейна: а) наиболее удаленная от побережья зона; б) зона открытого мелководья - исключительно морские типы циклов осадков.

2. Ландшафт прибрежного сильноподвижного и приустьевого мелководья - прибрежно-морские циклы при резком преобладании заливно-дельтового подтипа.

3. Ландшафт прибрежной заливно-лагунной зоны: а) центральные участки крупных заливов; б) открытое мелководье - практически все подтипы прибрежно-морских циклов и иногда встречаются заливно-озерные.

4. Ландшафт солеродных водоемов в аридном климате - главным образом мелководно-морской галоидный подтип аридных циклов.

5. Ландшафт мелких полуизолированных сульфатных водоемов в при-

брежной зоне морского бассейна при аридизации климата – преимущественно мелководно–морской сульфатный подтип аридных циклов.

6. Ландшафт низменной озерно–аллювиальной (в том числе приморской и участками заболоченной) равнины – все подтипы озерных циклов при преобладании собственно озерных и аллювиально–озерных.

7. Ландшафт крупных озер на низменной равнине – собственно озерный подтип озерных циклов.

8. Ландшафт аллювиальной долины: а) нижняя озерно–аллювиальная часть долины; б) верхняя аллювиальная часть долины – накопление максимальных объемов аллювиальных отложений, особенно в верхних, прилегающих к источникам сноса терригенного материала, участках; в нижних частях аллювиальной долины наряду с собственно аллювиальным подтипом образовались озерно–аллювиальные и аллювиально–озерно–болотные.

9. Ландшафт предгорной аллювиально–пролювиально–озерной равнины: а) внешняя озерно–аллювиальная часть; б) внутренняя аллювиально–пролювиальная часть. В предгорных участках равнины – собственно пролювиальные и аллювиально–пролювиальные подтипы циклов; дальше от горной области – в основном пролювиально–озерные, аллювиальные и в меньших количествах озерные циклы.

10. Ландшафт континентальных вулканических областей.

11. Ландшафт подводных вулканических областей.

12. Ландшафт денудационной холмистой возвышенности и островов в море.

13. Ландшафт области сноса с расчлененным горным рельефом.

Глава четвертая

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЗАКАРПАТСКОГО ПРОГИБА В МИОЦЕНЕ–АНТРОПОГЕНЕ

В начале миоцена в результате замыкания палеогенового флишевого бассейна и складкообразования, связанного с первой карпатской орогенической фазой, почти вся внутрикарпатская территория превращается в обширную область сноса. Формирование собственно Закарпатского прогиба как единой самостоятельной структуры произошло в раннем миоцене и связано с опусканием по зонам глубинных разломов блоков, расположенных между складчатой зоной Карпат и Паннонским массивом. Седиментационная область Закарпатского внутреннего прогиба в неогене составляла часть обширного эпиконтинентального бассейна Паратетиса.

Негровское время. Наиболее древние отложения аквитанского времени представлены крайне мелководными терригенными или терригенно–сульфатными лагуно–дельтовыми и аллювиальными образованиями. Наличие большого количества сульфатного материала в цементе конгломератов, пластов ангидрита, практически полное отсутствие фауны позволяют предположить, что соленость этого бассейна была резко повышена, а климат был в значительной степени аридизирован. Отложения аквитанской Закарпатской “лагуны” распространены исключительно в западной

части прогиба, что, возможно, связано с унаследованной мобильностью существовавшей здесь в раннем кайнозое Паннонско-Волынской поперечной депрессии. Судить о конфигурации негровского бассейна и о распространении ландшафтных зон по тем немногочисленным разрезам, полученным в результате глубокого бурения на Залужской площади, практически невозможно. Состав пород негровской свиты, резкое преобладание обломков известняков в терригенных образованиях, отсутствие материала, связанного с размывом мел-палеогеновых флишевых толщ, однозначно позволяют сказать, что область сноса терригенного материала располагалась в аквитанское время в пределах самого Закарпатского прогиба, складчатое основание которого в значительной степени сложено карбонатными породами мезозоя. Вполне вероятно, что аквитанская негровская "лагуна" являлась обособленной западной частью крупного морского бассейна, распространенного в Предкарпатье и эпизодически ингрессировавшего через Складчатые Карпаты. По-видимому, этот бассейн окаймлялся зоной сульфатных и галоидных лагун - на юго-востоке в Предкарпатье ранневоротыщенской, а в Закарпатье - негровской. Снос в этот бассейн происходил как с запада с Паннонии, так и с востока с Русской платформы [Чернов, 1980], о чем свидетельствуют мощные толщи конгломератов в Предкарпатье (слободские, загорские), сложенные в основном обломками рифейских пород юго-западного обрамления Русской платформы. Интересно отметить, что в аквитанских конгломератах Предкарпатья и Закарпатья практически не обнаружено материала флишевых толщ Карпат [Геология СССР, 1966]. В конце аквитана Закарпатье испытало значительное поднятие.

Буркаловское время. Бурдигальские отложения встречены на юго-востоке Закарпатского прогиба, в Солотвинской впадине, где они представлены морскими песчано-глинистыми образованиями с богатой фауной фораминифер. По-видимому, воды буркаловского моря покрывали практически всю территорию Солотвинской впадины. В пределах центральной ее части был распространен ландшафт открытого мелководья заливов и лагун, окаймленных на северо-западе и западе зоной низменной озерно-аллювиальной приморской равнины (рис. 7). Более глубоководные участки открытого моря установлены на крайнем юго-востоке, в бассейнах рек Волица и Апшица. Области сноса в пределах Закарпатья располагались в Мукачевской впадине и в Вышковском районе; рельеф их был очень выровненным, нерасчлененным. По данным И.В. Венглинского [1975], в бурдигальском морском бассейне преобладали бентосные фораминиферы, соленость вод была нормальной (32 - 35 %), газовый режим оптимальный, климат гумидный, возможно с периодами засухи. Трансгрессия буркаловского морского бассейна, по-видимому, надвигалась с юго-востока, со стороны Трансильвании, однако не исключена возможность распространения морского бассейна в пределах краевой юго-западной части флишевых Карпат. Вполне вероятно, что бурдигальские бассейны Трансильвании, Закарпатья, Восточной Словакии представляли собой заливы моря, распространенного в Предкарпатье и местами ингрессировавшего через мобильные опущенные участки Складчатых Карпат во Внутрикарпатскую зону. Связь с бассейном Большой Венгерской впадины в это время была практически невозможна из-за субмеридионально вытянутой,

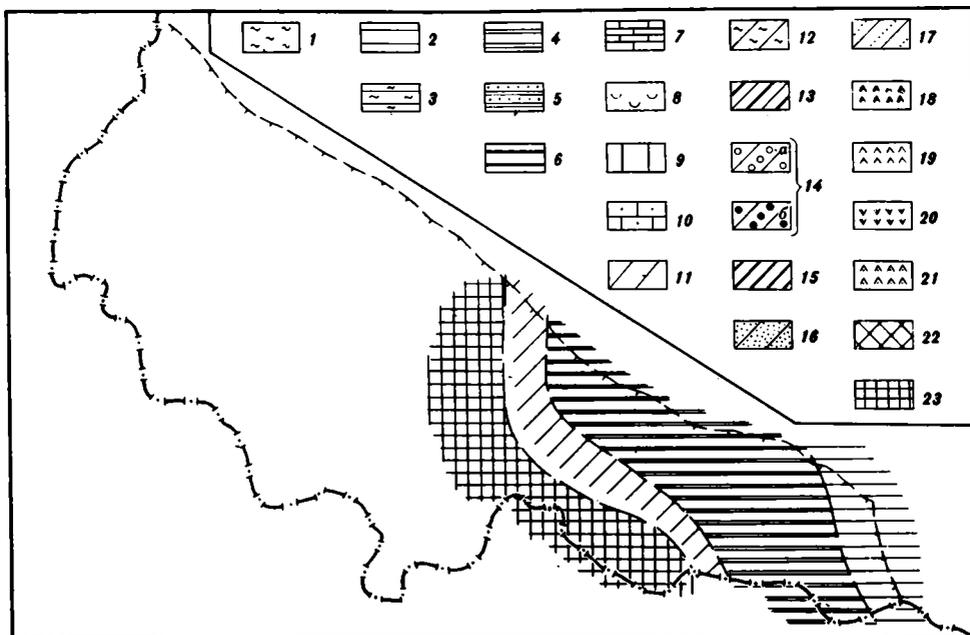


Рис. 7. Палеогеографическая схема буркуловского времени

1 - 21 - отложения: 1 - удаленных от побережья и спокойных участков моря, 2 - открытого мелководья моря, 3 - центральных частей крупных заливов, 4 - открытого мелководья заливов и лагун, 5 - сильноподвижного мелководья морского бассейна (аккумулятивные формы - бары, пересыпи, косы, валы), 6 - заболачивающегося побережья заливов и лагун, 7 - карбонатных лагун, 8 - солеродных бассейнов, 9 - сульфатно-карбонатных бассейнов, 10 - карбонатных отложений открытого мелководья, 11 - низменных озерно-аллювиальных равнин, 12 - крупных озер на озерно-аллювиальных равнинах, 13 - заболачивающихся озер на низменных равнинах, 14 - аллювиальных долин: а - аллювиально-озерных, б - предгорных, 15 - заболачивающихся участков озерно-аллювиальных долин, 16 - внешних аллювиально-озерных частей предгорных равнин, 17 - внутренних аллювиально-пролювиально-озерных частей предгорных равнин, 18 - континентальных лавовых покровов и потоков, 19 - континентальных пепловых шлейфов и покровов, 20 - подводных лавовых потоков, 21 - подводных пепловых покровов; 22, 23 - области размыва - возвышенности: 22 - холмистая, 23 - гористая

относительно высоко приподнятой и резко расчлененной области востока Паннонского бассейна и гор Апусень [Вадас, 1964; Онческу, 1960].

Терешульское время. Поднятие Закарпатского прогиба к концу раннего миоцена привело к значительной регрессии моря. По северо-восточному краю Солотвинской впадины в это время происходило формирование

крупных, аллювиальных предгорных долин с врезом в складчатое основание до 150 м при ширине 1,5 – 2 км (р. Тересва). По-видимому, здесь в раннем гельвете существовала крупная аллювиальная предгорная равнина, занимавшая восточную часть Солотвинской впадины. В составе конгломератов преобладают песчаники, гнейсы, сланцы, известняки, мергели, цемент бурый, песчано-глинистый, карбонатный, образовавшийся при разрушении толщ меловых "пуховских" мергелей, слагающих южную часть Складчатой зоны Карпат. Областью сноса материала для рек терешульского времени служила южная часть Складчатой зоны Карпат, мезозойско-кайнозойское основание северной части Солотвинской впадины и, возможно, палеозойские породы Раховского кристаллического массива. Направление течения рек с севера на юго-запад, в Трансильванию, где в это время существовал мелководный морской бассейн.

Новоселицкое время. В позднегельветское время в Закарпатье одновременно с началом обширной морской трансгрессии началась бурная вулканическая деятельность. Новоселицкий морской бассейн был распространен по всей территории Закарпатского прогиба, исключая самую западную его часть (Ужгород, Чоп, Великая Добронь), что связано с поднятием в это время Ужгородского выступа. Трансгрессия, по-видимому, надвигалась из южной части Складчатых Карпат. В начале новоселицкого времени на обширных пространствах Закарпатского прогиба был распространен ландшафт прибрежной заливно-лагунной зоны бассейна с соленостью вод до 20 – 25 ‰ и относительно нормальным газовым режимом водной среды [Венглинский, 1975]. Вполне вероятно, что весь Закарпатский ранненовоселицкий бассейн представлял собой крупный залив или систему сообщающихся между собой заливов и лагун, разделенных архипелагами вулканических островов, часто с игнимбритовым типом извержений или отмелями, сложенными пирокластическим материалом. Позднее, во второй половине позднего гельвета, за счет увеличения скорости тектонических движений глубина бассейна начала увеличиваться, а границы его расширяться. На смену очень мелководным условиям часто с терригенно-вулканогенным типом седиментации пришел открытый морской бассейн с нормальной соленостью (30 – 34 ‰) и участками нарушенным газообменом водной среды.

В пределах всего Закарпатья (исключая Ужгородский выступ) был распространен ландшафт открытого мелководья морского бассейна (рис. 8); заливно-лагунные отложения практически отсутствовали или были развиты в виде очень узкой полосы, окаймлявшей область сноса, и связаны с опреснением морских вод и развитием дельт (восток Солотвинской впадины). На севере Мукачевской впадины был распространен ландшафт открытого морского бассейна с карбонатным типом седиментации. В пределах всей центральной части прогиба накапливались вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения. Терригенный и терригенно-карбонатный типы седиментации преобладали лишь в краевых зонах прогиба, главным образом на севере Солотвинской и на севере и западе Мукачевской впадин.

Достоверно установленным центром извержения пирокластического материала в это время можно считать лишь район Береговского холмогорья, где встречены зоны ксенотуфов, что однозначно свидетельствует

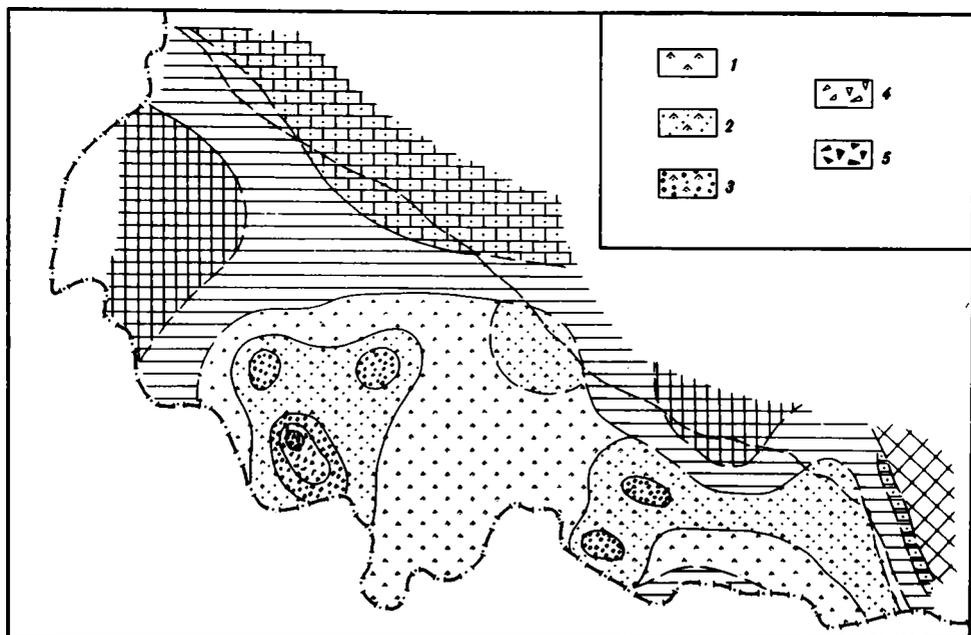


Рис. 8. Палеогеографическая схема второй половины новоселичского времени

В отложениях подводных пепловых покровов туфы: 1 - алевропелитовые, 2 - псаммитовые, 3 - псафитовые, 4 - агломератовые, 5 - ксенотуфы. Остальные условные обозначения см. на рис. 7

о близости жерловых фаций. По фацальной изменчивости пород и изменению их гранулометрии на площади можно указать лишь предположительно остальные центры - это районы сел Данилово, Сокирница, Залуж, Горонда. Кроме того, некоторое увеличение размерности пирокластики до псаммитовой на фоне алевропелитового материала отмечено в северной части Иршавской котловины. Связь Закарпатского морского бассейна с бассейном Восточно-Словацкой впадины осуществлялась, по-видимому, через пролив, расположенный севернее Ужгородского выступа, в зоне Складчатых Карпат. Область сноса терригенного материала в новоселичское время располагалась в пределах Ужгородского и Раховского массивов, Марморошской зоны Карпат, а также в поднятой в гельвете восточной части Паннонии. Рельеф областей сноса был, по-видимому, выровнен, а Раховского массива, судя по размерности сносимого с него материала, незначительно расчленен.

Водичкое время. К концу позднего гельвета вулканическая деятельность ослабевает, морская трансгрессия несколько расширяется, захватывая восточные участки Паннонии и южный склон Марморошской зоны, где отложения водичкой свиты ложатся несогласно на складчатые породы мезозоя и палеогена. С прекращением вулканизма устанавливается нормальный газовый и солевой режим бассейна (соленость 32 - 35 %)

[Венглинский, 1975]. В целом конфигурация распространения зон ландшафтов в водичко время остается такой же, как и в начале позднего гельвета. Различие заключается лишь в более широком распространении в конце гельвета на территории Закарпатского прогиба ландшафтной зоны заливно-лагунного мелководья. Для отложений относительно глубоководной и удаленной от побережья зоны морского бассейна, располагавшейся в центральной части прогиба по линии Новое село - Сокирница - Верхнее Водяное, И.В. Венглинский [1975] указывает обедненный комплекс планктонных фораминифер и единичные угнетенные бентосные формы. Подобный ориктоценоз, по его мнению, указывает на затруднительность водообмена и нарушение газового режима на больших глубинах, где на отдельных участках, возможно, было сероводородное заражение.

К концу водичкого времени бассейн в Закарпатье мелеет, его связь с открытым морем Паратетиса затрудняется, климат становится более аридным. На территории Закарпатского прогиба в поздневодичкое время была распространена система сообщающихся между собой очень мелководных заливов и лагун, причем для некоторых из них был характерен терригенно-сульфатный тип осадконакопления. По-видимому, в центральной части прогиба существовал узкий длинный морской залив, имеющий связь на севере Мукачевской впадины с открытым морем, расположенным в пределах Складчатой зоны Карпат. Этот залив окаймлялся широкой полосой мелких заливов и терригенно-сульфатных лагун и постепенно уменьшался в размерах к концу гельвета. На существование проливов или даже открытого мелководного, возможно архипелагового, морского бассейна в пределах Восточных Карпат, через который осуществлялась весьма тесная связь бассейнов Закарпатья и Предкарпатья, указывают установление в начале среднего миоцена единого для этих двух регионов онкофорового комплекса морских моллюсков и общность комплексов фораминифер.

Тереблянское время. К началу тортонского времени Закарпатское море испытало регрессию со значительным сокращением границ и превратилось в довольно крупный "солеродный" водоем. Соленакпление происходило главным образом в осевой зоне прогиба, в полосе Мукачево—Иршава—Хуст—Солотвино и далее за пределами Советского Закарпатья, в районе Румынского Марамуреша (рис. 9). Эта зона окаймлялась мелководной областью частично опресненных за счет речного стока лагун с сульфатным и терригенно-сульфатным типом осадконакопления. Тереблянский бассейн в пределах Закарпатья был окружен на юге, западе, востоке и северо-востоке выровненной областью сноса со слаборазвитой речной сетью. Сообщение с эвапоритовыми бассейнами Предкарпатского прогиба и Восточно-Словацкой впадины могло осуществляться только на севере Мукачевской впадины через систему проливов. В Закарпатье в тереблянских отложениях не обнаружено каких-либо прослоев и линз калийных солей; весь разрез представлен пачками чистого галита или переслаиванием глины и каменной соли.

Такое строение разреза и мощность солей до 300 - 400 м не дают возможности предположить полную изолированность или периодичность связи Закарпатского бассейна с открытым морем, а позволяют

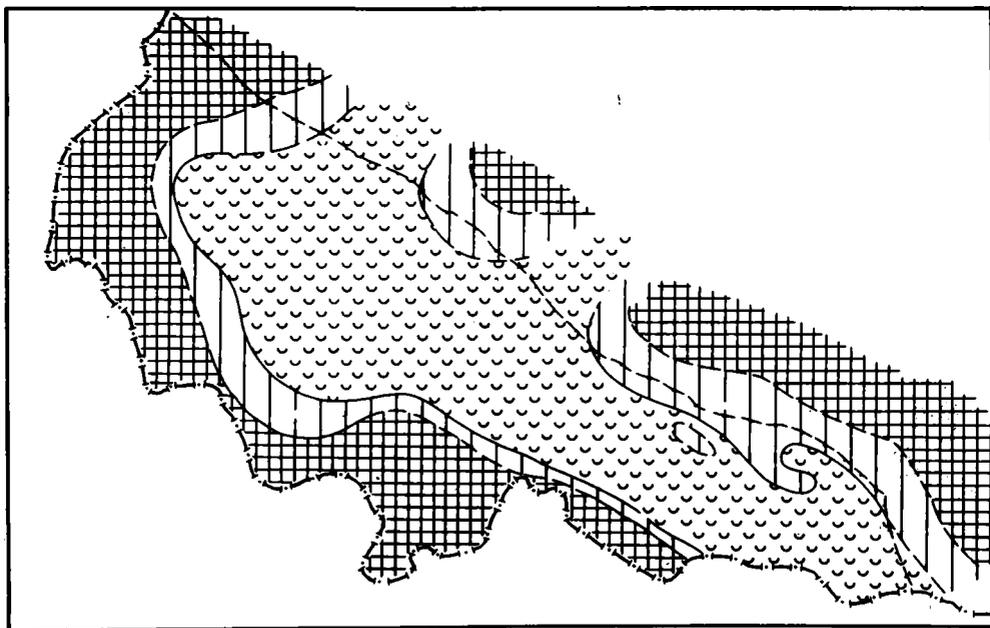


Рис.9. Палеогеографическая схема второй половины терелянского времени

Условные обозначения см. на рис. 7

эту связь считать постоянной, непрерывающейся. Калий присутствует в солях Закарпатья, но никогда не достигает предела насыщения. По-видимому, в терелянское время в Закарпатском бассейне рапа никогда не достигала концентраций, необходимых для садки калийных солей, из-за постоянного притока новых порций растворов. Отсутствие карбонатных и незначительное развитие сульфатных отложений в Закарпатском прогибе и относительно невысокая концентрация сульфатов и карбонатов в галогидных породах позволяют предположить, что морская вода, поступающая в Закарпатский солеродный водоем, была уже в значительной степени освобождена от сульфатных и карбонатных солей. Вполне вероятно, что Закарпатье представляло собой в это время краевую зону крупного "солеродного" моря (или лагуны), которое занимало обширные пространства Предкарпатья и отчасти Внешних Карпат и по отдельным опущенным зонам - проливам - проникало в Закарпатский прогиб, Восточно-Словацкую впадину и Трансильванию, где образовывались весьма сходные между собой галито-терригенные толщи. Основной сток речной пресной воды должен был происходить с востока, с Русской платформы. При увеличении речного стока с запада, с Паннонского массива, соленакопление в Закарпатье прекращалось и образовывались главным образом терригенные или терригенно-сульфатные осадки.

Солотвинское время. В конце раннего-начале среднего тортон За-

карпатский прогиб испытал вновь обширную трансгрессию, причем в это время морской бассейн распространялся, вероятно, не только с севера, но и юго-запада, из Паннонии. Солотвинское время – это период начала максимальной трансгрессии моря в Закарпатском прогибе, образования своеобразных флишеидных осадков на значительной площади и, возможно, единственный момент в истории Карпат, когда морские бассейны Паннонии, Закарпатья и Предкарпатья были тесно соединены между собой через систему проливов в Восточных Карпатах. В течение солотвинского времени трансгрессия развивалась постепенно. В начале среднего тортон морской бассейн имел, по-видимому, весьма значительную глубину и повышенную соленость, здесь был распространен в основном ландшафт открытого заливно-лагунного мелководья с отдельными участками спокойной терригенной и местами даже терригенно-сульфатной седиментации. Несколько позже стабилизируются нормальные морские условия, развивается богатый биоценоз стеногалинной макро- и микрофауны.

В солотвинское время периодически происходили вспышки интенсивной вулканической деятельности, однако центры извержения достоверно неизвестны. Возможно, они находились за пределами Закарпатского прогиба, на территории Паннонии, или были связаны с приподнятой в это время Чоп-Баямарской зоной, некоторые участки которой выступали над уровнем моря в виде островов, где вполне могли располагаться эти вулканы, дававшие большие массы кислой пирокластики. Два таких острова достаточно достоверно установлены в районе Берегово и Косино (рис. 10).

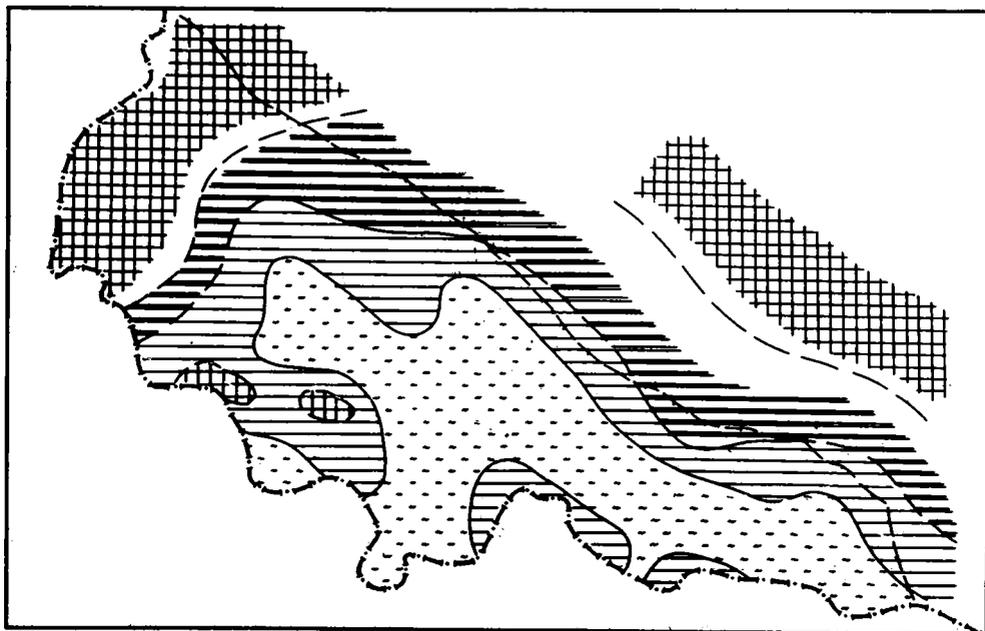


Рис. 10. Палеогеографическая схема солотвинского времени

Условные обозначения см. на рис. 7

Со второй половины среднего тортона в осевой области Закарпатского прогиба устанавливается стабильная зона ландшафта наиболее удаленных от побережья и спокойных участков моря, рельеф дна был довольно дифференцированным. Здесь существовали относительно приподнятые отмели и погруженные депрессии, узкие грабенообразные прогибы, заполнявшиеся глинисто-алевритовыми осадками флишоидного облика и значительной мощности. В некоторых районах (Вьшково, Данилово, Сокирница) в осадках отмечены многочисленные текстуры подводного оползания (плочатого типа), связанные, по-видимому, с активными сейсмическими процессами и весьма крутыми склонами этих подводных впадин. Ближе к побережью был распространен ландшафт открытого мелководья морского бассейна, в пределах которого образовывались песчано-глинистые и алевритовые осадки. Подобный ландшафт существовал также в пределах приподнятой Чоп-Баямарской зоны и окружал отмельные и островные участки. Береговая линия была сильно изрезана, и к ней была приурочена обширная зона ландшафта заливно-лагунного мелководья. Осадки, образовавшиеся в этой зоне, часто встречаются на северо-востоке Мукачевской и севере Солотвинской впадин.

Типично континентальных отложений солотвинского времени достоверно в Закарпатском прогибе нам установить не удалось. Возможно, они были размыты более поздними процессами эрозии, а возможно, приморская озерно-аллювиальная равнина была крайне узкой и осадки пресноводных и солоновато-водных озер были весьма своеобразны и близки по своим генетическим признакам к отложениям опресненных заливов и лагун. В этом случае на палеогеографической схеме, составленной для солотвинского времени, эти две ландшафтные зоны объединены. Области сноса терригенного материала в это время располагались на западе, в пределах Ужгородского выступа, и на юго-востоке, в области Мармарошской зоны Складчатых Карпат. Кроме того, дополнительным источником сноса могли служить острова и отмели Чоп-Баямарского поднятия. Рельеф областей сноса в позднем тортоне был выровненным и относительно низким. Как указывает И.В. Венглинский [1975], нормальный газовый режим солотвинского моря, возможно, нарушался в период активизации вулканизма, что отражается в обеднении пелагических, а иногда в полном исчезновении бентосных комплексов фораминифер в отдельных горизонтах; соленость нормальная - 30 - 35 %. Резкая расчлененность дна бассейна, вероятно, затрудняла нормальный газообмен водной среды.

Тересвинское время. В позднем тортоне морской бассейн расширился к западу и перекрыл южную часть Ужгородского выступа, что привело к соединению тортонских морей Закарпатья и Восточной Словакии. Если общие размеры и конфигурация береговой линии тересвинского времени остались в целом весьма близкими к тем, которые существовали в конце среднего тортона, то распределение ландшафтных зон стало резко другим. Удаленные от побережья и спокойные участки моря в тересвинское время были распространены лишь в центральной части Мукачевской впадины, уходя узкой полосой через Виноградовскую синклинали на юг, в Паннонский бассейн. Практически по всей окраине Мукачевской впадины был представлен ландшафт открытого мелководья моря, заходящий

крупным языком в центральную часть впадины в районе Великой Доброни-Горонды (рис. 11). Еще один мелководный участок располагался в районе Берегово. Они разделяли центральную зону бассейна на три приглублые впадины – Мукачевскую, Беганьскую и Виноградовскую, в которых накапливались наиболее мелкозернистые, главным образом глинистые осадки. Таким образом, уже в тересвинское время в Закарпатье заложился тот структурный план, который с некоторым изменением будет существовать в течение всего позднего тортон, сармата и отчасти паннона.

В Солотвинской впадине в тересвинское время распространялась обширная зона ландшафта заливно-лагунного мелководья, окаймлявшаяся на севере и востоке полосой сильноподвижного приустьевоего мелководья. На значительное воздымание в это время Восточных Карпат, и в частности Мраморошской зоны, указывает появление на северной окраине Солотвинской и на северо-восточной – Мукачевской впадин отложений, образовавшихся в пределах приморской низменности озерно-аллювиальной равнины и внешней части предгорной озерно-аллювиальной равнины. Появление здесь же крупных речных долин можно предположить по наличию в разрезах дельтовых и реже типично аллювиальных отложений (реки Тересва, Боржава, Алшица). Наиболее интенсивное проявление вулканизма приурочено к районам Данилово, Залуж, Берегово, но точное положение центров не известно.

В тересвинское время начали отчетливо обособляться Мукачевская и Солотвинская впадины. Первая из них в позднем тортоне, сармате, плио-

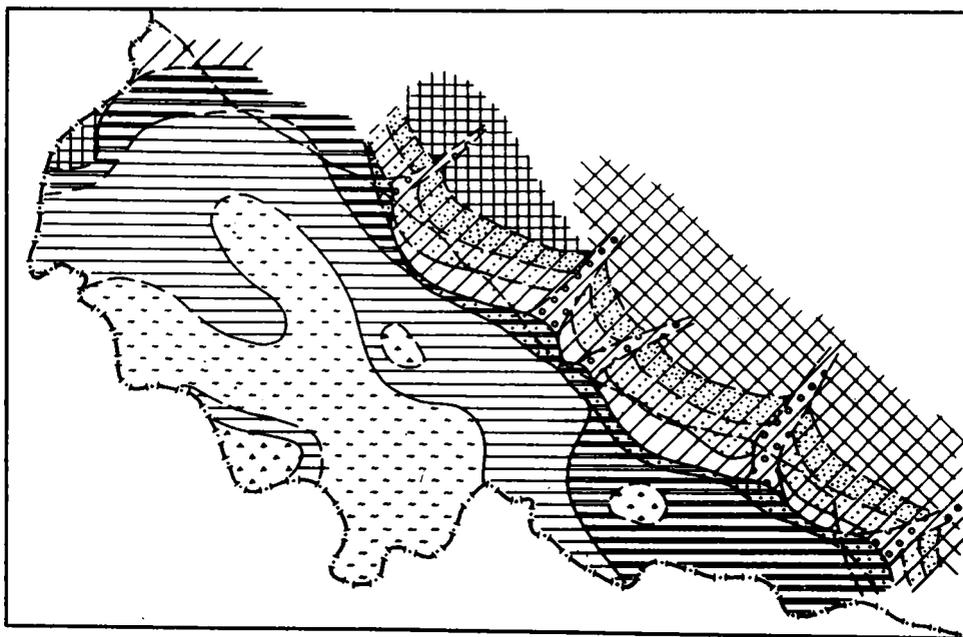


Рис. 11. Палеогеографическая схема второй половины тересвинского времени

Условные обозначения см. на рис. 7

цене и антропогене будет представлять собой область максимального прогибания и осадконакопления, а вторая (начиная с этого момента) – область постепенного поднятия и резкого сокращения седиментации. Питающая провинция терригенного материала в тересвинское время располагалась главным образом на севере, в пределах Складчатых Карпат, северной части Ужгородского выступа и Раховского массива. Восточная часть области сноса, примыкающая к Солотвинской впадине, по сравнению с северной была более приподнятой и расчлененной, что нашло отражение в большей размерности и худшей окатанности и сортированности сносимого с нее материала. Как считает И.В. Венглинский [1975], соленость позднетортонского бассейна была нормальной на протяжении почти всего тересвинского времени, лишь в самом конце, судя по комплексам фораминифер, наступило некоторое опреснение. Он связывает это с изолированностью тортонского бассейна Закарпатья от открытого моря Паратетиса.

Басхевское время. В конце тортоня продолжают опреснение Закарпатского бассейна, слабая регрессия в северной и западной частях района. Распределение ландшафтных зон в целом было унаследовано с тересвинского времени. Отличие заключалось в некотором расширении и слабой заболоченности приморской озерно-аллювиальной равнины на севере Солотвинской впадины. Проявление активного вулканизма и накопление очень мощных толщ кислой пирокластике были лишь в Береговском районе. И.В. Венглинский [1975], основываясь на исследованиях микрофауны, определил соленость вод басхевского бассейна в 10 – 15 %, а в прибрежной заливно-лагунной зоне – в 6 – 8 %, что привело к смене морского стеногалинного комплекса фауны на эвригалинный. Изоляция и опреснение басхевского бассейна, по-видимому, сопровождалась затруднением водообмена и нарушением газового режима водной среды.

Доробратовское время. В конце позднего тортоня-начале сармата Закарпатский бассейн испытал регрессию и слабый размыв образованных ранее неогеновых осадков на подынявшихся в это время некоторых антиклинальных структурах (Берегово, Вышково, север Солотвинской впадины, Великая Добронь, Жнятино и др.). Новая трансгрессия началась в раннем сармате. В доробратовское время морской бассейн распространялся практически по всей территории Мукачевской впадины, занимая в Солотвинской впадине лишь западную, южную и восточную ее части. В центральной и северной частях этой территории были распространены континентальные ландшафты. Сарматское время в Закарпатье характеризовалось отчетливой дифференциацией развития синклинальных и антиклинальных структур, что привело к довольно сложной конфигурации областей распространения различных ландшафтов (рис. 12).

Ландшафт удаленной от побережья и спокойной зоны морского бассейна располагался в юго-восточной части Мукачевской впадины, в районе Виноградовской синклинали, с одной стороны вдаваясь узким языком в южную часть Иршавской котловины, а с другой – уходя в область Восточной Паннонии, где в это время находилась зона наиболее глубоководной седиментации. Кроме того, небольшая по размерам впадина, заполнявшаяся в это время наиболее тонкозернистыми осадками, располагалась севернее Чопа. Основная часть Мукачевской впадины была занята

открытым мелководьем моря. Районы Береговского холмогорья, Великой Доброни, Горонды, Залужки были приподняты, здесь существовали небольшие острова и полуострова с действующими вулканами, поставлявшими в основном среднюю пирокластику. Эти острова имели довольно изрезанное побережье и окаймлялись заливно-лагунными зонами. Область подводных вулканов с излиянием андезитовых лав располагалась в районе Чопа и Ивановки. Вдоль северной окраины Мукачевской впадины в виде узкой полосы прослеживались зоны ландшафтного заливно-лагунного прибрежного и сильноподвижного приустьевое мелководья. Еще севернее были распространены континентальные ландшафты приморской низменной озерно-аллювиальной и предгорной озерно-аллювиально-пролювиальной равнин.

Присутствие мощных пачек отложений сильноподвижного мелководья и дельт в некоторых участках северной окраины Мукачевской впадины позволяет предположить наличие развитой речной сети, самые крупные реки, по-видимому, располагались в бассейнах современных рек Боржава, Латорица, Уж. Солотвинская впадина в доробратовское время в южной части представляла собой довольно крупный залив с зоной спокойной седиментации в районе Вышково и дельтой одной крупной или целой системы мелких рек на юго-востоке (с. Верхнее Водяное). В северной и центральной частях Солотвинской впадины были распространены ландшафты озерно-аллювиальной приморской и озерно-аллювиально-пролювиальной предгорной равнин, в отдельных участках со слабым заболачиванием. Область сноса терригенного материала находилась на севере, в Складчатых Карпатах, и на юго-востоке, в Раховском массиве. Доробратовское время характеризуется отчетливой конседиментационностью синклинальных и антиклинальных структур. В это время продолжается интенсивное прогибание Мукачевской впадины и меньшее по сравнению с ней Солотвинской. По мнению И.В. Венглинского [1975], соленость доробратовского моря была пониженной - 16 - 18 %, газовый режим был нормальный.

Луковское время. В конце раннего сармата Закарпатский бассейн несколько сокращает свои размеры, в первую очередь это касается Солотвинской впадины, где береговая линия не распространялась восточнее линии Липча—Тересва (рис. 13). Основной областью аккумуляции являлась Мукачевская впадина. Ландшафты удаленных от побережья и спокойных участков моря распространены были на западе (Чоп, Узловое) и юге этой структуры (Виноградов) и открывались в восточную часть Паннонии. Узкий язык мелководья, возможно представляющий собой очень крупный единый залив, протягивался с юга на север, от Виноградова до Мукачева. Центральная часть Мукачевской впадины была приподнята, но довольно резко дифференцирована на отдельные мелкие блоки часто с разными амплитудами или даже направлениями движения. Здесь располагалась обширная область заливно-лагунного мелководья с выступающими над уровнем моря Косинско-Береговской и Великодоброньско-Горондинской островными зонами, на которых располагались вулканические постройки. В это же время заложилась Беганьская котловина, где накапливались в обстановке спокойной седиментации заливные глинистые осадки.

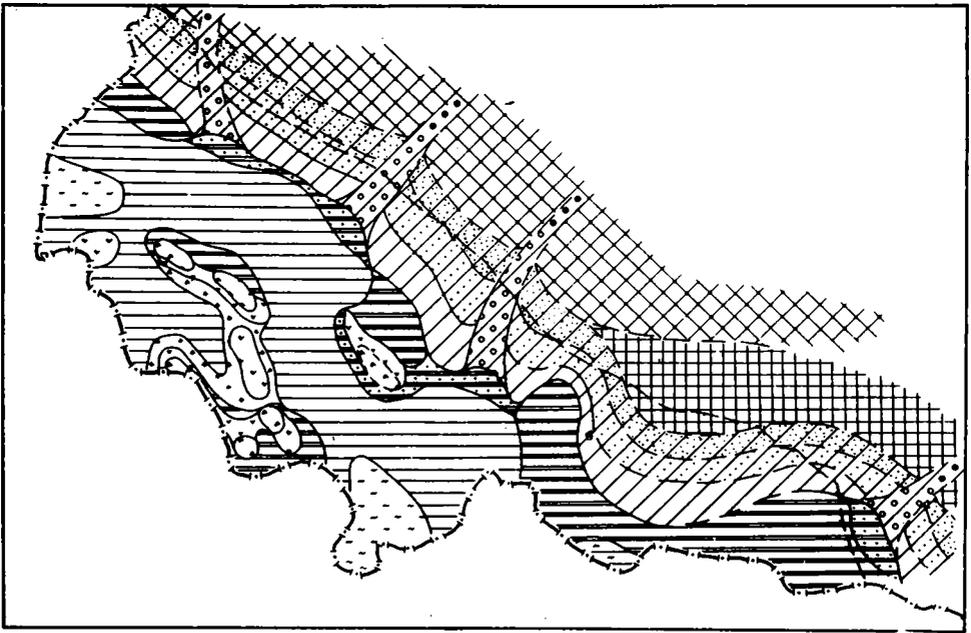


Рис. 12. Палеогеографическая схема доробратовского времени
Условные обозначения см. на рис. 7

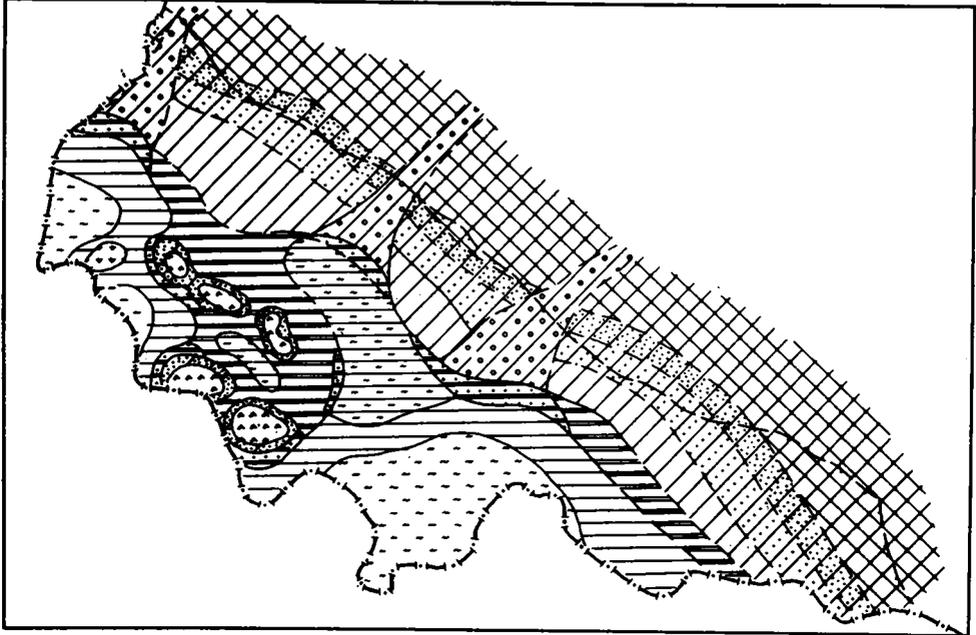


Рис. 13. Палеогеографическая схема луковского времени
Условные обозначения см. на рис. 7

Береговая линия моря луковского времени была сильно изрезана, и вдоль всей северной и восточной части бассейна располагалась заливно-лагунная зона. В отдельных участках (Ужгород, Мукачево, Иршава) она сменялась ландшафтом сильноподвижного и приустьевого мелководья. Вдоль южного склона Восточных Карпат, служивших в это время областью сноса (как и восточная часть Солотвинской впадины), были распространены зоны континентальных ландшафтов приморской и предгорной равнин. Достаточно достоверно можно установить существование в луковское время трех крупных аллювиальных долин, расположенных в бассейнах современных рек Уж, Латорица, Боржава. Вполне вероятно, что через восточную часть Солотвинской впадины с востока, из Раховского массива, на запад также протягивалась довольно крупная речная долина, но основная часть ее отложений и дельта были размыты поздней эрозией. Соленость вод луковского моря не превышала 12 %, газовый режим водной среды был нормальный [Венглинский, 1975].

Алмашевское время. В Закарпатском прогибе алмашевское время озаменовалось дальнейшей регрессией моря. Открытый морской бассейн сохранился только в южной части Мукачевской впадины, где распространена была зона ландшафта открытого мелководья, открывавшаяся в Восточную Паннонию (рис. 14). Закарпатский бассейн в это время представлял собой восточную окраину обширного опресненного моря, занимавшего практически всю внутрикарпатскую область и, по-видимому, имевшего периодическую связь с бассейном Средиземноморья. Вся западная и северная части Мукачевской впадины и запад Солотвинской впадины оказались приподнятыми, и здесь были распространены континентальные ландшафты предгорной и приморской равнин. Кроме того, были приподняты и частично размывались Береговская и Великодоброньская антиклинали, на них и в районе Шаланки находились участки с активным вулканизмом. Основная площадь центральной части Мукачевской впадины была занята зоной заливно-лагунного мелководья. Широкая полоса открытого моря, возможно в виде крупного залива, протягивалась с юга в сторону Мукачева.

В районе Великой Бегани была распространена крупная лагуна с весьма специфическим карбонатно-терригенным типом седиментации, окруженная Береговским и Великодоброньским поднятиями. Эта лагуна была полуизолирована, а возможно, периодически опреснена и полностью отгорожена от морского бассейна широкой полосой песчаных пересыпей, кос и баров. Подобная же полоса окружила и Береговское поднятие. Аналогичная лагуна, но несколько меньшего размера была расположена в юго-западной части Иршавской котловины. В алмашевское время в силу особенностей палеогеографических и тектонических условий отмечается интенсивное заболачивание побережий мелких озер на отдельных участках приморской равнины и побережий заливов и лагун. Преобладающим был прибрежно-морской тип торфонакопления. Основная зона заболачивания протягивалась прерывистой полосой от Великой Бегани в субширотном направлении в сторону Иршавы. Торфяные болота располагались по берегам Беганьской и Иршавской лагун, а также на побережье Мукачевского залива, окаймляя морской бассейн алмашевского времени с севера и северо-запада. Максимум заболачивания связан с самым концом

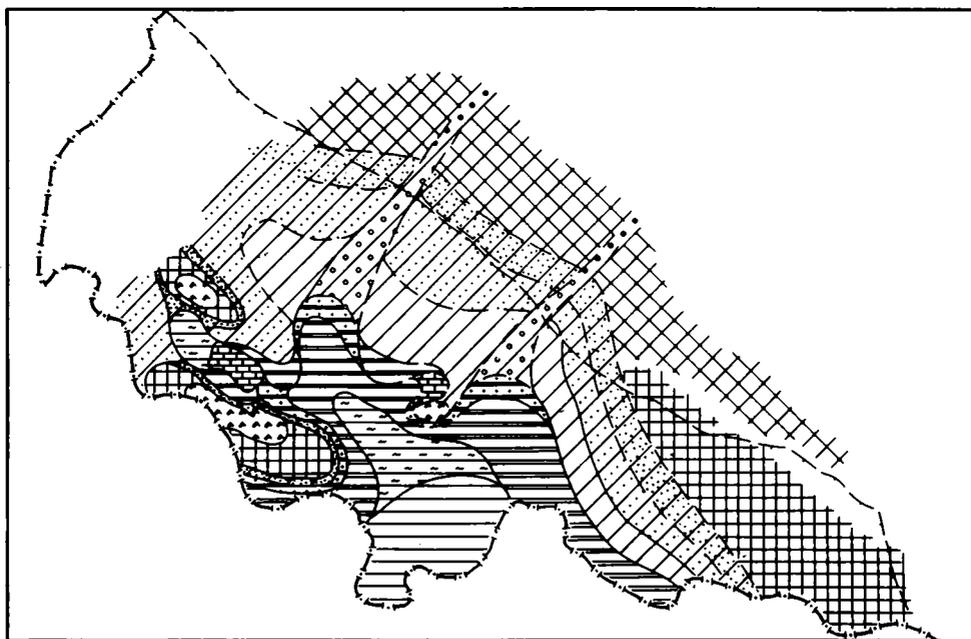


Рис. 14. Палеогеографическая схема алмашевского времени

Условные обозначения см. на рис. 7

среднего сармата, с моментом наибольшей регрессии и сменой карбонатной седиментации в лагунах на терригенно-карбонатную. Соленость алмашевского моря в открытых частях — 18 — 20 %, заливно-лагунной зоне — 10 — 12 %, газовый режим нормальный. Климат теплый, влажный, гумидный [Вентлинский, 1975].

Паннонское время. На рубеже среднего и верхнего сармата Закарпатский бассейн испытал регрессию и частичный размыв ранее образованных осадков. Наиболее отчетливо это проявилось на антиклинальных структурах, где в отдельных участках отмечается несогласное залегание паннонских отложений на нижнесарматских или более древних породах. В целом в раннем панноне (изовское время) структурный план оставался такой же, как и в алмашевское время (рис. 15). Областью седиментации являлась центральная и южная части Мукачевской впадины. Окраинная заливно-лагунная зона солонатоводного бассейна распространялась в южной (линия Вилок—Иза—Вышково) и западных частях района, причем на западе в это время был расположен узкий солонатоводный залив, заходящий из территории Паннонии в Закарпатье до Узлового и далее в район Великой Бегани, где на побережье его были расположены обширные торфяные болота.

Основную площадь Мукачевской впадины занимали континентальные ландшафты низменной озерно-аллювиальной и предгорной озерно-аллювиально-пролювиальной равнин, первый из них имел максимальное распространение в виде узкой полосы субмеридионального простирания по ли-

нии Мукачево—Вилок. Предгорная равнина была широко развита в центре района, на приподнятых в это время Залужской антиклинали и Великодоброньском поднятии. Береговское холмогорье в начале паннона представляло собой размывающуюся территорию и было окаймлено также полосой аллювиально—пролювиальных отложений. С раннего паннона в Закарпатье начался новый этап вулканизма. Зоны его активного проявления сместились несколько севернее по сравнению с сарматом [Вознесенский, 1983] и располагались в районах сел Горонда, Жнятино, Шаланки, Ивановцы, Лалово, Брод, Широкое, Великая Копань, Вьшково. Областями сноса терригенного материала служили Складчатая зона Карпат, Ужгородский выступ, центральная часть Солотвинской впадины. Анализ комплекса фауны этого времени показывает соленость бассейна 8 – 12 %, нормальный газовый режим водной среды и теплый влажный гумидный климат [Венглинский, 1975].

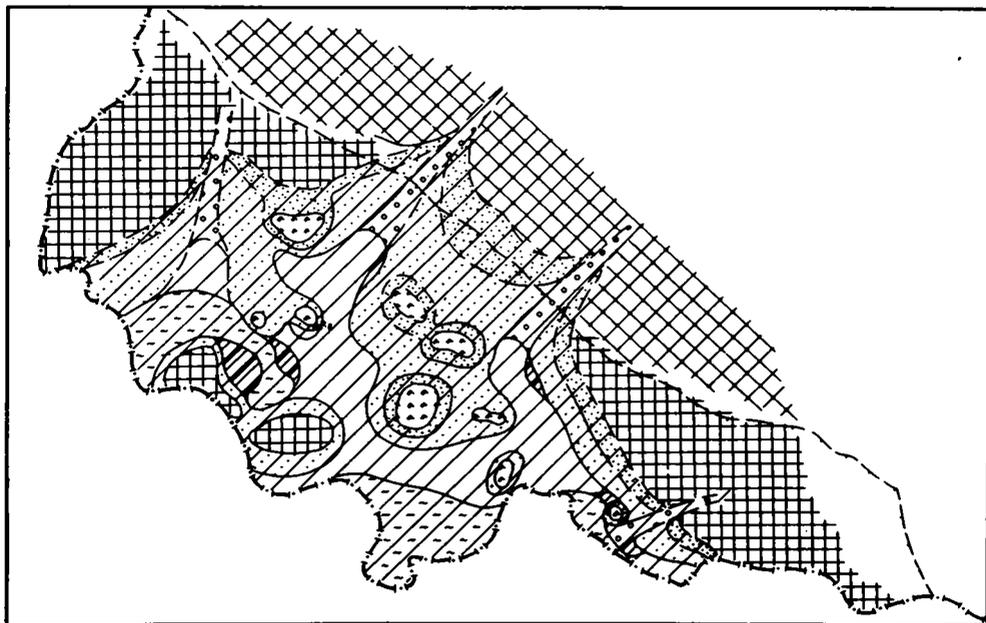


Рис. 15. Палеогеографическая схема изовского времени
Условные обозначения см. на рис. 7

В позднем панноне (кошелевское время) размер бассейна практически не изменился (рис. 16). Значительное отличие по сравнению с ранним панноном заключалось в резком опреснении Закарпатского водоема, что связано с полной изоляцией внутрикарпатского паннонского моря в конце сармата и быстрым прогрессирующим опреснением его к началу позднего паннона. В Мукачевской впадине в это время краевая заливная зона бассейна распространялась лишь на юге и юго-западе. Ландшафт континентальной низменной озерно—аллювиальной равнины простирался полосой от Мукачева на юг. В ее пределах существовали три

крупных пресноводных водоема озерного типа, один из которых был расположен в районе Мукачева, второй – Великой Бегани, третий – Узлого. Побережья первых двух из них и более мелких озер были сильно заболочены. Кроме того, довольно обширные торфяные болота располагались в нижних частях двух крупных аллювиальных долин (районы рек Латорица и Боржава). В целом торфонакопление образовывало две полосы (два пояса). Первая, южная, протягивалась от Великой Бегани через Шаланки, Чернотисово к Вышковскому району, вторая – от Ракошино до Иршавы [Вознесенский, 1980].

Области сноса остались те же, что были в раннем панноне. В пределах северной и восточной окраин Мукачевской впадины в позднем панноне очень интенсивно был развит вулканизм. Обширные туфовые поля и лавовые покровы андезитов и липарит-дацитов располагались в районе сел Ивановцы, Лалово, Ильница, Иршава, Шаланки, Залуж, Великая Копань, Шаян, Великая Добронь, Чомонин. Выбросы вулканического материала носили как эксплозивный, так и эффузивный характер. Вулканические ландшафты располагались полосой, окаймляющей озерно-аллювиальную равнину с севера и северо-востока и преобладающей на востоке территории. Позднепаннонский бассейн характеризовался пресноводностью или очень слабой солонатоводностью [Венглинский, 1975]. Климат в это время был теплый, влажный, возможно с периодами похолодания. В самом конце позднего паннона территория Закарпатского прогиба испытала поднятие, ослабление вулканизма и по всей северной части Мукачевской впадины распространялись ландшафты предгорной озерно-аллювиальной и озерно-аллювиально-пролювиальной равнин. В пределах этих зон существовало большое количество мелких или довольно крупных

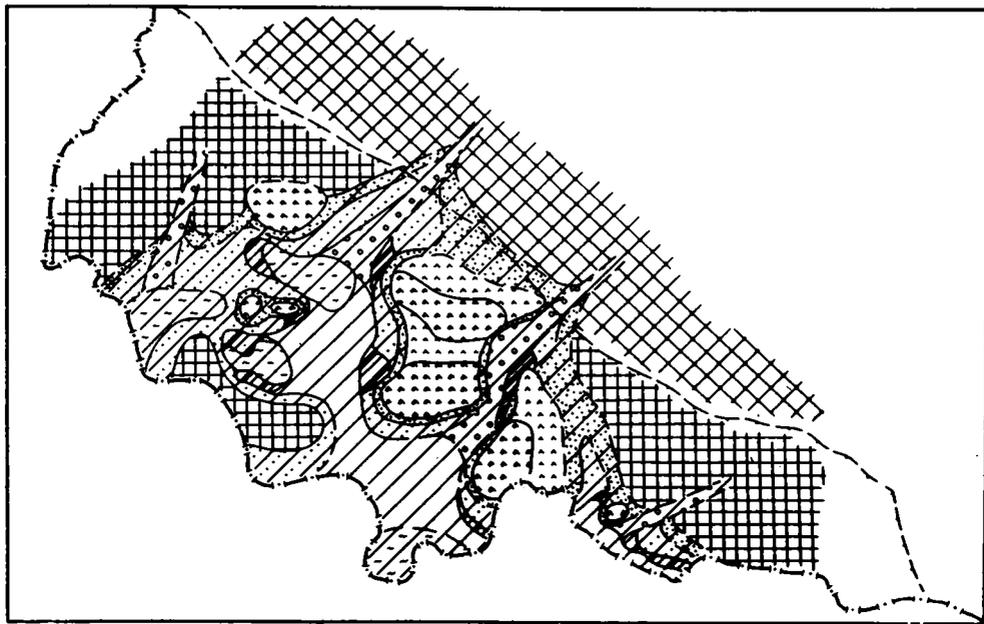


Рис. 16. Палеогеографическая схема кошелевского времени

Условные обозначения см. на рис. 7

озерных пресных водоемов, часто зарастающих или периодически пересыхающих. Широким развитием пользовались аллювиально-пролювиальные потоки. В этих условиях образовались пестроцветные глинисто-песчаные отложения.

Ильницкое время. Незначительные локальные поднятия отдельных антиклинальных структур и краевых зон Мукачевской впадины в конце паннонского—самом начале левантинского времени привели к частичному размыву ранее образованных осадков и местами несогласному налеганию левантинских отложений на более древние породы. С ильницкого времени в пределах Закарпатского прогиба распространяются исключительно континентальные ландшафты. Опресненный бассейн паннонского века резко сокращает свои размеры и остается в это время в виде крупного озера лишь в центральной части Большой Венгерской впадины [Вадас, 1964]. Основные ландшафтные зоны, широко распространенные в начале ильницкого времени в Закарпатье (рис. 17): низменная озерно-аллювиальная равнина, внешняя часть предгорной озерно-аллювиальной равнины, внутренняя часть предгорной озерно-аллювиально-пролювиальной равнины и области активного континентального вулканизма (туфовые поля и лавовые покровы). Положение низменных озерно-аллювиальных равнин совпало с участками максимальных прогибаний синклиналиных структур на западе и юге Мукачевской долины.

В пределах Западно-Мукачевской раннелевантинской низменной равнины располагались четыре крупных озерных водоема; севернее Чопа, в районах Свобода, Жнятино, Рокотино, разделенных полем андезитовых лавовых покровов (Великая Добрень). Южная низменная равнина распро-

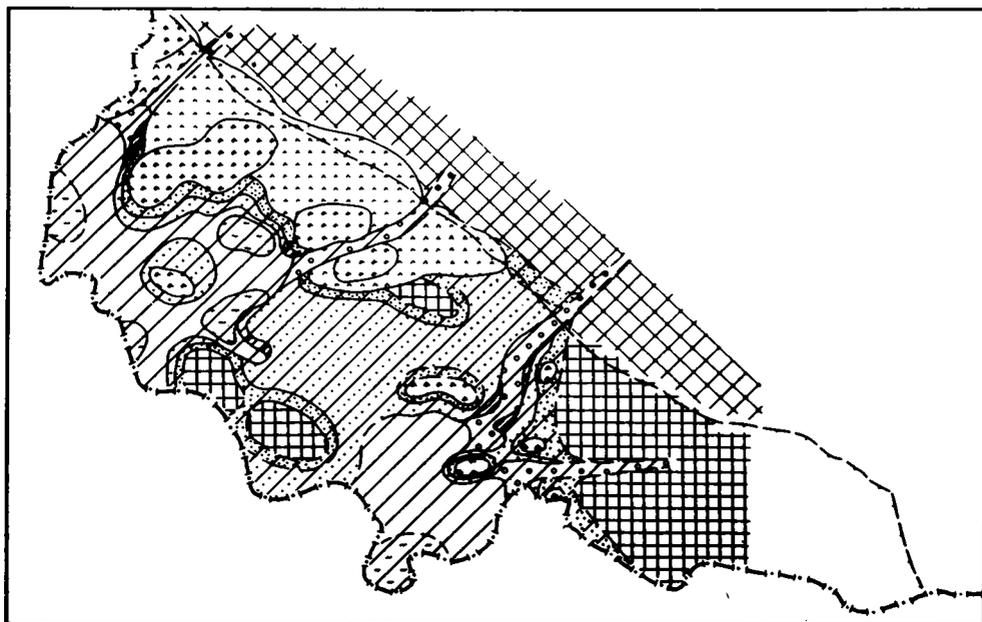


Рис. 17. Палеогеографическая схема раннего ильницкого времени

Условные обозначения см. на рис. 7

странялась в Виноградовском районе. Центральная часть Мукачевской впадины по линии Берегово—Залуж была несколько приподнята, характеризовалась меньшими скоростями осадконакопления и в отдельных участках, подвергаясь размыву (Берегово, Загатье), служила водоразделом. Здесь был представлен ландшафт предгорной озерно-аллювиальной равнины (внешняя часть предгорной равнины).

Вулканические ландшафты были наиболее распространены в северо-восточной части района, от государственной границы СССР до долины р. Латорицы (западная часть Выгорлат-Гутинской гряды). Обширные площади здесь были заняты туфовыми полями, на которых выявлено несколько крупных центров извержений, окруженных лавовыми потоками. В пределах этих ландшафтов встречались озера и аллювиально-пролювиальные потоки, в которых накапливались терригенные и вулканогенно-осадочные отложения, но они имели подчиненное значение. Кроме того, ландшафты зон активного вулканизма были распространены в виде мелких пятен по восточной окраине Мукачевской впадины, от с. Великий Раковец до с. Вышково.

В целом Мукачевская впадина была разделена поперечным поднятием на две части — западную и восточную. В первой из них происходило интенсивное накопление на всей площади терригенных и вулканогенных осадков, во второй же терригенная седиментация осуществлялась главным образом в ее южной части. Раннеильницкое время характеризовалось ослабленным торфонакоплением. Незначительные по размерам заболачивающиеся площади озерной низменной равнины и нижних участков аллювиальных долин находились в районах Ужгорода, Мукачева, Иршавы, Жнятина. В пределах Закарпатского прогиба достоверно установлены четыре относительно крупные аллювиальные долины (реки Уж, Латорица, Боржава, Рика).

В позднеильницкое время структурный план остался в основном таким же, как и в начале левантина. Продолжало существовать поперечное поднятие с развитым здесь ландшафтом внешней части предгорной озерно-аллювиальной равнины. Эта зона служила своеобразным водоразделом для двух низменных озерно-аллювиальных долин, расположенных западнее и восточнее нее (рис. 18). Внутренними областями размыва являлись: Береговское холмогорье, Залужская антиклиналь, район Великой Копани. Палеогеография ильницкого времени имеет две особенности. Первая из них — это наиболее широкое развитие вулканизма за всю плиоценовую историю. Мощные покровы андезитов, андезито-базальтов и туфовые поля были распространены практически по всей территории Выгорлат-Гутинской гряды. Характер особенностей и этапность плиоценового вулканизма весьма подробно рассмотрены ранее в многочисленных специальных работах [Малеев, 1964, 1980; Данилович, 1976; Теплов, 1966; и др.]. Второй особенностью является очень интенсивное заболачивание территории. Развитие торфяных болот происходило в пределах как низменных озерно-аллювиальных равнин, так и нижних участков аллювиальных долин. Но в основном все районы максимального заболачивания приурочены к краевой южной части ландшафта области активного вулканизма.

Многочисленные месторождения бурых левантинских углей (Ужгород-

ское, Березинское, Ильницкое, Великораковецкое, Рокосовское, Кривское, Новоселицкое и др.) образуют своеобразный пояс угленосности, тесно связанный с вулканизмом [Вознесенский, 1983]. В ильницкое время все водоемы, расположенные в пределах Закарпатского прогиба, были пресноводными, а в предгорных равнинах часто периодически осушающимися; климат был теплый и довольно влажный с периодами похолоданий; флора листопадная. Область сноса материала находилась в Восточных Карпатах и Солотвинской впадине, была низкогорной расчлененной.

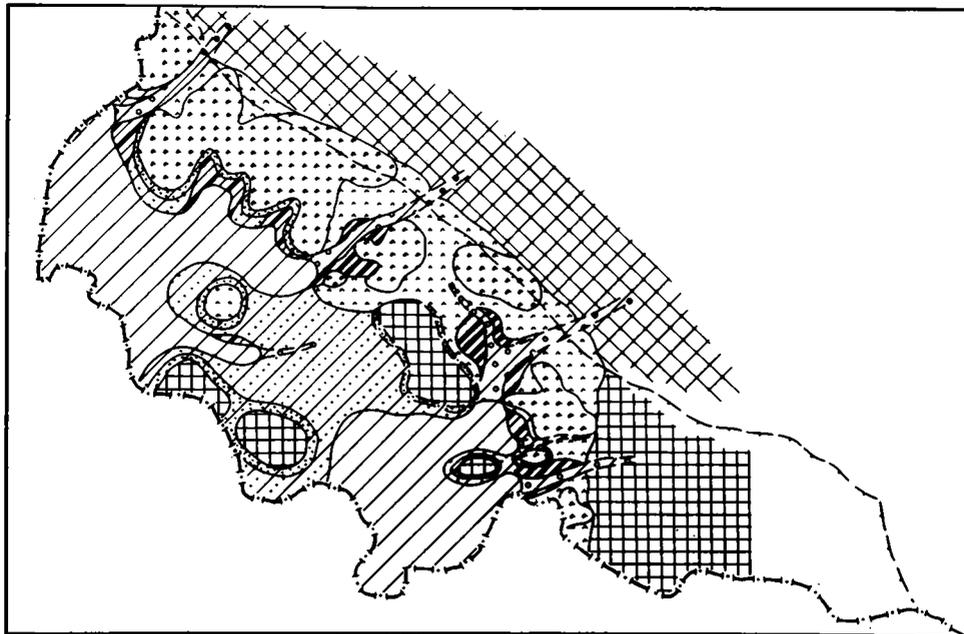


Рис. 18. Палеогеографическая схема позднего ильницкого времени
Условные обозначения см. на рис. 7

Чопское время. В конце левангина—начале плейстоцена ландшафтный план в целом был унаследован от ильницкого времени. Область максимальной седиментации перемещалась еще дальше на запад, в сторону Чопа. Здесь была распространена озерно-аллювиальная, местами слабо заболоченная равнина, окаймленная на севере и востоке внешней и далее внутренней зонами предгорной озерной аллювиально-пролювиальной равнины. Расширение равнины связано с большим воздыманием не только Складчатой зоны Карпат, но и краевой части Мукачевской впадины и разрушением вулканических построек Выгорлат-Гутинской гряды. Поднятия эти были неравномерны и в разное время охватывали разные участки территории, поэтому в толще чопской свиты и в ее подошве отмечены многочисленные перерывы в осадконакоплении, размыв образовавшихся ранее отложений, врез аллювиальных долин. В конце чопского времени почти повсеместно на всей территории Мукачевской впадины установлены перерыв в осадконакоплении и размыв ранее образованных

осадков, связанные с поднятием Карпат на границе раннего и среднего плейстоцена.

В среднем плейстоцене в Мукачевской впадине на всей ее территории распространяется ландшафт озерно-аллювиально-пролювиальной равнины. В северной и центральной ее частях располагалась внутренняя зона этой равнины с преобладанием аллювиальных, а ближе к горам пролювиальных отложений. В южной и юго-западной частях впадины, во внешней зоне, были развиты в основном озерные и аллювиальные условия осадконакопления. Судя по количеству, размерности обломочного материала и ареалам его распространения, область сноса материала, охватывающая в первую очередь вулканические постройки Выгорлат-Гутинской гряды, имела относительное превращение, возможно даже несколько большее, чем в настоящее время.

Рассматривая историю развития Закарпатского внутреннего прогиба и формирования орогенной толщи миоцен-антропогенных отложений, можно выделить несколько этапов.

1. Аквитан (негровская свита). Прогиб как самостоятельная структура еще не сформировался. Осадконакопление происходило в отдельных впадинах, связанных с существованием на северо-востоке более крупного морского бассейна. Климат аридный. В начале и в конце этапа разрыв образовавшихся ранее отложений.

2. Бурдигал—нижний тортон (буркаловская, новоселицкая, водицкая, тереблянская свиты). Начало формирования Закарпатского прогиба как самостоятельной крупной единой тектонической структуры. Осадконакопление происходило в пределах всего прогиба, и формировался сложный комплекс морских вулканогенных, терригенных и хемогенных образований. Климат сначала гумидный, возможно с периодами засухи, с середины этапа аридный. В начале этапа трансгрессия, в конце регрессия с образованием солеродного бассейна. Связь с морями Карпатским и Паннонской впадины. В конце этапа разрыв образованных ранее отложений. В середине этапа мощный вулканизм.

3. Средний-верхний тортон (солотвинская, тересвинская, басхевская свиты). Осадконакопление происходило в пределах всей структуры. Сформировался комплекс морских терригенных и вулканогенных отложений. Климат в течение всего этапа гумидный. Море нормальной солености (30 - 35 %), в конце этапа опресненное. В начале этапа трансгрессия, в конце - регрессия и перерыв в осадконакоплении. Начало разделения на две крупные впадины - Мукачевскую и Солотвинскую. Связь с морем Паннонской впадины, возможна связь с Карпатским бассейном в начале этапа. Эпизодические вспышки вулканизма.

4. Нижний-средний сармат (добробратовская, луковская, алмашевская свиты). Осадконакопление сосредоточено в основном в Мукачевской впадине, в Солотвинской - лишь в отдельных структурах. Сформировался комплекс солонатоводно-морских, заливно-лагунных и континентальных терригенных и вулканогенных отложений. Климат в течение этого этапа гумидный влажный. Море пониженной солености (20 %), в конце этапа опресненное. В начале этапа трансгрессия, в конце - регрессия с образованием зон торфонакопления и локальными перерывами в осадконакоплении. Отчетливое отделение Солотвинской впадины и превращение ее в

середине этапа в область сноса. Связь только с паннонским открытым бассейном. В начале этапа интенсивный вулканизм.

5. Паннонское—раннеплейстоценовое время (паннонский ярус, ильницкая, чопская свиты). Осадконакопление исключительно в пределах Мукачевской впадины, к концу этапа смещается в его западную часть. Сформировался комплекс главным образом континентальных вулканогенных и терригенных отложений. Климат гумидный влажный, к концу этапа с периодами похолоданий. В начале этапа опресненный морской бассейн, с середины пресноводные озерные водоемы. В начале этапа трансгрессия, с середины регрессия и образование мощных зон торфонакопления, в конце довольно глубокий размыв образованных ранее отложений и перерыв в осадконакоплении. По северной части бассейна седиментации интенсивный вулканизм.

6. Средний—верхний плейстоцен. Основное осадконакопление в пределах Мукачевской впадины с максимумами в ее западной и южной частях. Сформировался комплекс континентально—терригенных отложений. Вулканизм отсутствует. Климат гумидный, умеренный, с периодами похолоданий. Неравномерное развитие отдельных структур, многочисленные внутриформационные размывы и врезы. Этап максимального горообразования.

Глава пятая

ОБЩАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НЕОГЕНОВОЙ ТОЛЩИ ЗАКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

В данной главе рассмотрены основные породообразующие кластические и аутигенные минералы, заметно влияющие на общий состав пород неоген—четвертичных терригенно—вулканогенных отложений Закарпатья.

Терригенные минералы. Изучение вещественного состава терригенных песчано—алевритовых пород проводилось главным образом микроскопическим методом, подсчет компонентов в шлифах — при помощи интеграционного столика и определение минералов тяжелых фракций в иммерсионных препаратах.

Песчано—алевритовые породы неогена сложены в основном зернами кварца, обломками пород при подчиненном количестве зерен полевых шпатов. Точки петрографического состава кластических пород на треугольной диаграмме располагаются в основном вдоль стороны кварц (Q) — обломки пород (R) (рис. 19). Содержание кварца меняется от 1 — 3 до 93 %, обломков пород — от 7 до 98 % и полевых шпатов — от 0,5 до 20 %. В некоторых случаях резкое увеличение содержания полевых шпатов, в частности плагиоклазов, до и более 50 % связано с наличием в породе пеплового кристаллокластического материала. При отсутствии следов переотложения пирокластического (кристалло— или литокластического) материала породы отнесены нами к типу вулканокласто—осадочных или тефроидных [Малеев, 1980] и не использовались для подсчета породообразующих компонентов, так как их состав не является отражением строения питающей провинции. По петрографическому составу

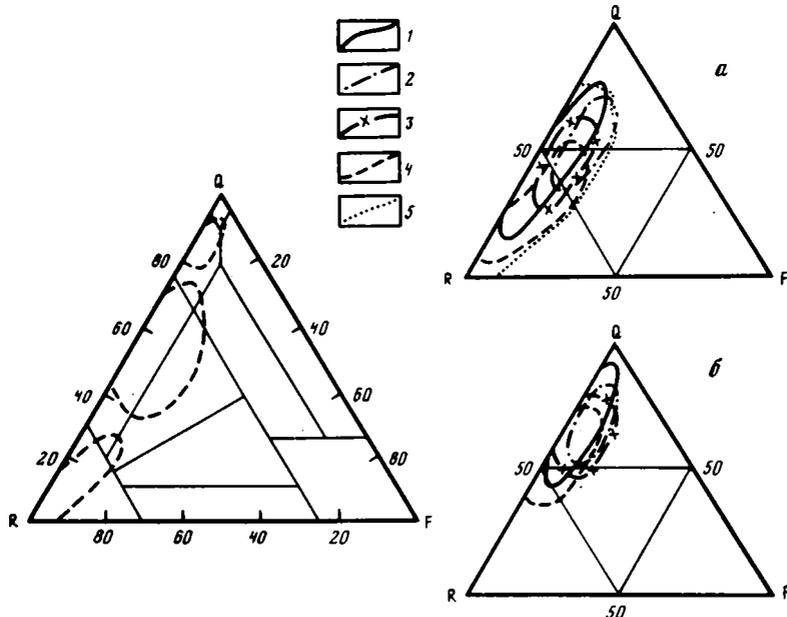


Рис. 19. Состав песчаных пород неогена—антропогена Закарпатского прогиба (впадины: а — Солотвинская, б — Мукачевская)

1 — 5 — песчаники: 1 — мел-палеогеновые, 2 — нижне-среднемиоценовые, 3 — верхнемиоценовые, 4 — паннонские, 5 — левантин-эоплейстоценовые

ву песчано-алевритовые породы неогена—антропогена относятся в основном к трем типам: 1) кремнекласито-кварцевые, 2) собственно граувакки, 3) кварцевые и полевошпат-кварцевые граувакки. В случае довольно высокого содержания переотложенной пирокластики — четвертый тип — кварц-полевошпатовые граувакки и мезомиктово-кварцевые.

Кварц присутствует в виде округлых, угловатых или изометричных неправильной формы зерен, прозрачных или с мелкими газово-жидкими включениями, часто с веерным или мозаичным погасанием, иногда с ожелезнением по краям. Согласно генетической классификации [Коссовская, 1962], подобные зерна характерны как для метаморфизованных пород и кристаллических сланцев, так и для магматических и более древних осадочных образований. Довольно часто в одном образце отмечается резко различная форма зерен, связанная со степенью их окатанности, — от угловатой до шаровидной.

Среди обломков пород в песчаниках и алевролитах присутствуют: кварциты, алевролиты, песчаники, разнообразные известняки, кислые и средние эффузивы и их туфы, реже слюдяные или хлоритовые сланцы и кислые магматические породы. Степень окатанности и выветрелости обломков весьма различна. По составу обломочных компонентов граувакковые и кварц-граувакковые песчаники отнесены к петрогенному и туфогенному генетическим типам [Граувакки, 1972], причем первый характерен для миоценовых и второй — для плиоцен-четвертичных отложений.

Полевые шпаты в подавляющем большинстве представлены кислыми и средними плагиоклазами (редко калиевыми полевыми шпатами).

Комплекс аксессуарных минералов в целом постоянен – гранат, циркон, магнетит, рутил, ильменит, турмалин, пироксен, эпидот, ставролит, шпинель, анатаз. В низах миоцена несколько преобладает циркон, выше – гранат, достигая максимума содержания в плиоцене, с этими же частями разреза связаны повышенные концентрации пироксена, магнетита, ильменита. Состав первичной обломочной ассоциации неогеновых отложений позволяет предположить, что в основном исходными породами являлся комплекс терригенных, карбонатных, метаморфизованных пород Складчатых Карпат и магматических (интрузивных, эффузивных и пирокластических) пород Выгорлат–Гутинской зоны. Этот вывод довольно однозначно совпадает с данными палеогеографических построений и общей историей геологического развития территории.

Вещественный состав песчано–алевритовых пород различных стратиграфических уровней для Мукачевской и Солотвинской впадин показан на рис. 19, а, б. Мел–палеогеновые осадочные слабометаморфизованные образования относятся в основном к кремнекластито–кварцевому и кварцграувакковому типам, причем для пород восточной части Складчатой зоны Карпат, примыкающей к Солотвинской впадине, и основания самой впадины характерен более кварцевый состав (45 – 93 %), чем для пород западной части Восточных Карпат (20 – 75 %). В целом эта тенденция к большому содержанию кварца в обломочной части песчано–алевритовых пород, распространенных в Солотвинской впадине, сохраняется и в неогене. Возможно, это связано с близостью Раховского массива как источника сноса, в строении которого значительная роль принадлежит палеозойским кристаллическим породам. Довольно отчетливое увеличение содержания обломков пород, и в частности повышение роли обломков вулканических и вулканокластических средних и средне–основных образований по сравнению с осадочными и метаморфическими, отмечается для сарматских и особенно паннон–левантинских песчаников Мукачевской впадины. Без сомнения, это связано с широким распространением и вовлечением в область сноса вулканической толщи, слагающей Выгорлат–Гутинскую зону. Увеличение содержания кварца в некоторых левантинских песчаниках Мукачевской впадины можно объяснить, по-видимому, регрессией в начале этого времени и размывом ранее образованных неогеновых осадочных пород.

Особенности состава гравийных пород из разных стратиграфических горизонтов показаны на рис. 20. Отмеченные изменения во времени состава песчаников в целом подтверждаются и по треугольнику для гравелитов. Обращает на себя внимание повышенное содержание обломков известняков в песчаниках и гравелитах в разрезах прогиба, примыкающих к Складчатой зоне Карпат. Особенно много их в меловых и палеогеновых породах фундамента Солотвинской и Мукачевской впадин (до 60 – 85 % от общего состава), где часто встречаются почти чистые калькарениты. Их образование, вероятно, связано с размывом во флишевый этап развития Восточных Карпат мезозойской карбонатной толщи, залегающей в основании Закарпатского прогиба. Выше по разрезу в неогеновых песчаных отложениях содержание обломков карбонатов обычно не

превышает 20 % для нижне-среднемиоценовых и до 10 % для паннонских при практическом отсутствии их в левантинских отложениях. Для гравийных пород неогена отмечается в целом постепенное уменьшение количества обломков известняков по разрезу от 70 в гельвете—тортоне, до 30 в сармате и 5 - 10 % в панноне.

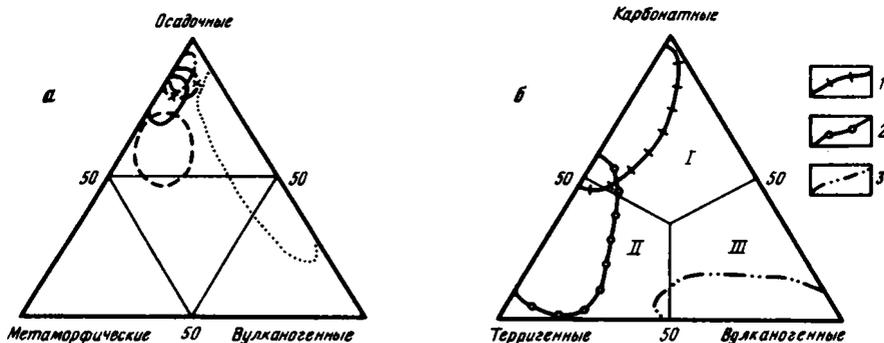


Рис. 20. Состав гравелитов неогена Закарпатского прогиба

а - при подсчете на обломки осадочных—метаморфических—вулканических пород: условные обозначения см. на рис. 19; б - при подсчете на обломки карбонатных—терригенных—вулканогенных пород: 1 - мел-среднемиоценовые, 2 - верхнемиоценовые, 3 - плиоцен-эоплейстоценовые

Возникает естественный вопрос, откуда могло взяться такое большое количество терригенного карбонатного материала в неогеновых породах, если в примыкающей с севера к прогибу Складчатой зоне Карпат, являющейся питающей провинцией, известняки не пользуются широким распространением. Вполне вероятно, что это могли быть продукты разрушения калькаренитов мела и неогена, но необъяснимо тогда присутствие крупных валунов и галек известняков в неогеновых породах, так как они в более древних горизонтах не встречаются. Возможно, в раннем—среднем миоцене между современным основанием прогиба и Карпатами располагалась и входила в область сноса полоса восточной части фундамента Закарпатского прогиба, сложенная юрскими и меловыми породами.

На рис. 20, б показан состав гравийных пород в примыкающих к Карпатам разрезах (по северному борту прогиба) осадочного чехла Закарпатья, его фундамента и Западных Складчатых Карпат. На треугольнике выделены три поля с преобладанием: I - известняков, II - осадочных и метаморфизованных пород и III - вулканических, вулканокластических и в меньшей степени магматических пород. Каждое из этих полей отвечает определенной области сноса кластического материала в неогене: 1 - фундаменту Закарпатского прогиба в Пьенинской зоне утесов, где преобладают терригенные и карбонатные отложения триаса, юры, мела и отчасти палеогена; II - Складчатой зоне Карпат, где развиты флишевые терригенные образования мела и палеогена; III - Выгорлат-Гутинской зоне, сложенной в основном вулканическими породами плиоцена. Из этой

треугольной диаграммы отчетливо видно, что петрографический состав зерен гравелитов меняется во времени. Точки состава нижне-среднемиоценовых пород расположены в I поле, верхнемиоценовых - во II и верхнемиоцен-плиоценовых - в III. Это свидетельствует об отчетливой эволюции источников сноса терригенных минералов в неогене.

На ранних этапах большая часть терригенного материала поступала за счет разрушения терригенных карбонатных пород восточной части фундамента Закарпатского прогиба. К позднему миоцену эта область постепенно сократила свои размеры и основная часть материала начала поступать за счет размыва флишевых отложений Карпат, начиная с позднего сармата главным источником сноса становятся вулканы Выгорлат-Гутинской гряды. Уменьшение поступления карбонатных обломков к концу миоцена связано с надвиганием (вероятнее всего, постепенным) Закарпатского прогиба на Складчатые Карпаты до Пьенинской зоны утесов.

Глинистые минералы. Изучение глинистых минералов проводилось в основном при помощи рентгеноструктурного анализа, электронной микроскопии, ИК-спектроскопии, электронографии. В составе глинистой фракции неоген-антропогенных пород Закарпатского прогиба присутствуют гидрослюда, каолинит, минералы группы смектита, хлорит и некоторые смешанослойные образования: хлорит-вермикулит, хлорит-смектит, смектит-гидрослюда. Встречаются как мономинеральные, так и олигомиктовые и полимиктовые ассоциации, наиболее часты двух- и трехкомпонентные смеси.

Гидрослюда очень часто встречается в неогеновых породах Закарпатья, иногда слагает мономинеральные глинистые фракции или присутствует в виде незначительной примеси совместно с другими глинистыми минералами. Отчетливо диагностируется по данным дифрактометрии. Наиболее ярко проявляются первый ($9,8 - 10,1 \text{ \AA}$), второй ($4,8 - 5,1 \text{ \AA}$) и третий ($3,3 - 3,4 \text{ \AA}$) базальные рефлексы, не изменяющиеся по интенсивности и не смещающиеся при насыщении глицерином и прокаливании до 550°C . Электронографическое исследование показало, что в закарпатских неогеновых породах присутствует гидрослюда в основном поллитической модификации 1M, образующаяся главным образом при процессах диагенеза и катагенеза. Практически мономинеральные фракции, сложенные гидрослюдой, иногда с незначительной примесью каолинита, встречены в южной половине района, в миоценовых породах Вышково (скв. 1с, 964 и др.), Берегово (скв. 8т, 1151, 1131, обн. 1м, 2м и др.; см. рис. 1).

Минерал из группы смектита очень часто встречается в вулканических, вулканокластических и вулканогенно-осадочных породах в качестве преобладающего компонента или незначительной примеси; часто слагает мономинеральные фракции в тортон-сарматских липаритах и туфах Береговского района, вулканигах плиоцена Выгорлат-Гутинской зоны, миоценовых туфах Солотвинской впадины и др. На дифрактограммах природных ориентированных препаратов смектиту присущ первый базальный рефлекс $12 - 14 \text{ \AA}$, изменчивость которого связана с неодинаковым содержанием связанной воды и различным составом поглощенного катионного комплекса [Зхус, 1966]. При насыщении глицерином значе-

ние и интенсивность первого базального рефлекса резко увеличиваются до $17,6 - 17,8 \text{ \AA}$ и вновь уменьшаются до 10 \AA при прокаливании образца до 550°C . Довольно часто в насыщенных препаратах значение первого базального рефлекса увеличивается до $18 - 19 \text{ \AA}$. Причины подобного явления до сих пор однозначно не установлены. Б.П. Градусов [1972] считает, что эти отражения свойственны смешаннослойному неупорядоченному минералу монтмориллонит-гидрослюдистого состава. В.А. Дриц и Б.А. Сахаров [1976] полагают, что это связано с мелкокристалличностью или плохой окристаллизованностью разбухающего минерала типа смектита и слоев гидрослюдистого состава там не имеется. Ввиду спорности этого вопроса при выделении минеральных ассоциаций название этого минерала нами дается условно - смектит с рефлексом 18 \AA .

Каолинит встречается весьма часто как составная часть полиминеральных глинистых фракций, иногда образует мономинеральные скопления в кислых вулканических породах (тортон-сарматские липариты и туфы верхних горизонтов Беганьского и Береговского месторождений, некоторые миоценовые туфы Вышковского района, зоны кислого гидротермального изменения вулкаников Выгорлат-Гутинской зоны и др.). Определяется на дифрактограммах по базальным отражениям $7 - 7,2 \text{ \AA}$ и $3,5 - 3,6 \text{ \AA}$, не меняющимся при насыщении глицерином и обработке соляной кислотой; в ИК-спектре дает пики в области 3660 см^{-1} . В некоторых случаях, особенно это касается образцов из гидротермально-измененных зон (Вышево, Берегово), первый базальный рефлекс каолинита при термической обработке препарата до 550°C полностью не исчезает, а лишь сокращает свою интенсивность, что может свидетельствовать об изменении его структуры и приближении ее к структуре диккита, или, вероятно, здесь имеет место диккитизация части слоев.

Хлорит обычно присутствует как составная часть глинистой фракции в больших или меньших количествах. Наиболее часто ассоциирует с гидрослюдой, реже со смектитом. Хлорит является одним из основных компонентов глинистых фракций мезозойско-кайнозойских пород Складчатой зоны Карпат. Определяется на дифрактограммах по базальным отражениям $13,8 - 14,2$ и $3,5 - 3,6 \text{ \AA}$. При нагревании до 550°C интенсивность первого базального рефлекса резко возрастает, а второго уменьшается или иногда практически исчезает. Неустойчив при обработке в 10 %-ной соляной кислоте.

Неупорядоченный смешаннослойный хлорит-вермикулит встречается редко как примесь в составе глинистых фракций. На дифрактограммах природных образцов обладает рефлексами, весьма близкими к нормальному хлориту ($13,8 - 14,2 \text{ \AA}$), не изменяющимися при насыщении глицерином. При прокаливании до 550°C из-за удаления воды из вермикулитовых пакетов базальные отражения уменьшаются до $12 - 13,5 \text{ \AA}$. Иногда этот рефлекс бывает крайне неотчетливым, очень широким и состоит из целой серии мелких пиков в области $12 - 13,5 \text{ \AA}$, что, по-видимому, свидетельствует о невысоком содержании вермикулитовых пакетов и крайней неупорядоченности их чередования со слоями хлорита.

Неупорядоченный смешанослойный хлорит-сметит встречается крайне редко в сочетании со сметитом, хлоритом и единично с гидрослюдой. На дифрактограммах идентифицируется в насыщенных глицерином препаратах по рефлексу $14,7 - 14,9 \text{ \AA}$, исчезающему при прокаливании до 550°C .

Неупорядоченный смешанослойный сметит-гидрослюда (с содержанием не более 20 % разбухающего компонента) встречается как примесь в сметитовой или гидрослюда-сметитовой ассоциации. Определяется на дифрактограммах по рефлексу $10,1 - 10,3 \text{ \AA}$ и появлению пиков $9,6 - 9,8 \text{ \AA}$ при насыщении глицерином.

Упорядоченный смешанослойный сметит-гидрослюда встречается крайне редко, в основном в верхней зоне Бегань-Береговского месторождения, в ассоциации со сметитом и иногда каолинитом, единично - в Вышковском районе (обр. 95, скв. 928). На дифрактограммах природных образцов обладает рефлексами $10 - 13 \text{ \AA}$, увеличивающимися до $23 - 25 \text{ \AA}$ при насыщении глицерином и вновь уменьшающимися до $10 - 12 \text{ \AA}$ после прокаливании до 550°C , иногда этот пик очень неотчетлив и представляет собой серию мелких пиков области $10 - 12 \text{ \AA}$.

По вещественному составу глинистых фракций, преобладанию того или иного компонента в отложениях неогена-антропогена Закарпатского прогиба нами выделено 11 ассоциаций глинистых минералов (табл. 8). Распределение их по разрезам и на площади, а также наиболее вероятный их генезис будут рассмотрены в главе шестой.

Таблица 8

Ассоциации глинистых минералов

- I. Гидрослюда
- II. Гидрослюда, каолинит
- III. Каолинит
- IV. Сметит ($17,7 \text{ \AA}$), гидрослюда, хлорит
- V. Сметит ($17,7 \text{ \AA}$)
- VI. Сметит (18 \AA), гидрослюда, каолинит
- VII. Сметит ($>18 \text{ \AA}$), гидрослюда, хлорит
- VIII. Сметит ($>18 \text{ \AA}$)
- IX. Сметит ($>18 \text{ \AA}$), гидрослюда
- X. Сметит ($>18 \text{ \AA}$), каолинит
- XI. Гидрослюда, хлорит

Карбонатные минералы. Из карбонатных минералов, образующих значительные скопления в отложениях, слагающих чехол Закарпатского прогиба, встречены кальцит, сидерит, анкерит, магнезиальный кальцит, доломит, давсонит.

Кальцит весьма широко распространен в породах чехла Закарпатского прогиба. Встречается как породообразующий минерал в известняках и мергелях, цементе терригенных и вулканогенных пород, слагает конкреции и заполняет жилки и гнезда. Однозначно определяется на кривых дифференциального термического анализа (ДТА) по отчетливому эндотермическому пику 900 – 950 °С. На дифрактограммах имеет базальный резкий рефлекс в 3,03 Å. Химический состав карбонатных минералов здесь и далее показан в табл. 9. В процессе формирования вещественного состава пород чехла Закарпатского прогиба кальцит имел очень большое значение практически на всех стадиях от седиментогенеза до метазенеза.

Сидерит широко распространен, присутствует в виде конкреций до 10 – 20 см в диаметре или цементирует терригенные или вулканогенные породы, часто обладая сферолитовым строением. Связан с диагенетическими изменениями плиоцен–четвертичных континентальных отложений, встречается иногда в зонах гидротермального метасоматоза совместно с анкеритом и кальцитом (Берегово, Вышково, Визница и др.). Определяется на кривых ДТА по отчетливому эндотермическому пику 550 – 580 °С, сопровождающемуся экзотермой 600 – 630 °С, на дифрактограммах обладает рефлексом 2,8 Å.

Анкерит встречается обычно там же, где и сидерит. Определяется на кривых ДТА по трем эндотермическим пикам: 550 – 570, 740 – 760 и 880 – 900 °С.

Магнезиальный кальцит встречается в виде конкреций и как цемент терригенных пород, обычно связан с сульфатно–галогенной толщей тереблянкой свиты. На кривых ДТА для магнезиального кальцита

Таблица 9

Минеральный состав карбонатных конкреций, %

Минерал	CaCO ₃	MnCO ₃	FeCO ₃	MgCO ₃
Сидерит	2,8 – 12,4	0,0 – 6,5	43 – 86,6	5,2 – 13,5
Анкерит	35,2 – 64,3	0,0 – 4,0	30,1 – 51,4	9,2 – 19,6
Кальцит	81,0 – 96,8	0,0 – 0,9	0,0 – 13,5	2,4 – 9,4
Mg – кальцит	73,7 – 89,8	0,0	5,5 – 7,0	13,6 – 19,3
Доломит	54,4 – 79,0	0,0 – 0,9	0,0 – 4,8	22,3 – 46,8

характерен эндотермический пик 850 – 880 °С. На дифрактограммах определяется неотчетливо. Образовался как в седиментогенезе, так и на разных стадиях литогенеза и гидротермального метасоматоза.

Доломит встречается как породообразующий минерал в сульфатно-галогенных отложениях тереблянской свиты, иногда в гейзеритах в парагенезе с кремнеземом, реже в цементе миоценовых и плиоценовых терригенных и вулканогенных пород. Определяется на кривых ДТА по двум эндотермическим пикам 750 и 980 °С. Образовался в тех же условиях, что и магнезиальный кальцит.

Давсонит встречается довольно часто в Солотвинской впадине в терригенных и вулканогенных породах миоцена в виде волнистых агрегатов, розеток, сферолитов, иногда мелкозернистой цементирующей массы. Максимальное содержание давсонита (до 7 – 14 %) приурочено к кислым кристаллокластическим или смешанным туфам, туфопесчаникам с высоким содержанием кристаллокластики, где он присутствует в виде гнезд или цемента, обогащая верхнюю или нижнюю часть пласта. В пелитовых туфах и аргиллитах давсонит встречается главным образом в виде прожилков или реже цепочек гнезд, составляя в среднем не более 3 %. В шлифах видно, что образование давсонита происходит за счет замещения им зерен плагиоклазов, туфогенного цемента или обломков пород с высоким содержанием полевых шпатов. Часто он выполняет поры, причем выстилает их центральные части после кальцита (или магнезиального кальцита) и анкерита, но перед каолинитом, в редких случаях образует сростки с опалом. На кривых ДТА диагностируется по двум отчетливым эндотермическим эффектам 390 – 420 и 780 – 800 °С, этим методом определяется в количествах 1 – 2 %. На дифрактограммах имеет базальный рефлекс 5,6 Å, исчезающий при прокаливании до 550 °С. Составляет из Al_2O_3 — 32 – 36 %, Na_2O — 16 – 22 %, SO_3 — 22 – 27 %.

Цеолиты. В породах чехла Закарпатского прогиба минералы из группы цеолитов представлены очень широко, главным образом в миоценовых отложениях восточной части района. Породообразующее значение имеют клиноптилолит, морденит и анальцим. Наиболее распространенным минералом является цеолит клиноптилолит–гейландитового ряда, встречающийся в вулканических кислых (преимущественно витрокластических) миоценовых туфах Солотвинской впадины в виде мелких прозрачных кристаллов или агрегатов. На дифрактограммах однозначно определяется по серии базальных рефлексов 8,8 – 8,9; 5,1; 4,6; 3,96 – 3,98; 2,98 Å. Судя по относительно резкому и четкому отражению 3,96 – 3,98 Å, мы имеем дело с клиноптилолитом. Наиболее достоверная диагностика цеолитовых минералов проводилась нами в основном с помощью дифрактометрического метода. При общности в целом рефлексов клиноптилолита и морденита последний обладает резким пиком 6,5 Å, отсутствующим у минералов группы клиноптилолит–гейландит. Анальцим имеет отчетливый пик в области 5,5 – 5,6 Å, что и позволяет однозначно определять его в препаратах, очищенных от примесей других минералов. Как уже отмечалось, наибольшим распространением в неогеновой терригенно–вулканогенной толще Закарпатья пользуется клиноптилолит и несколько менее морденит (в основном по северной границе Солотвинской впадины); анальцим встречается довольно редко.

Помимо перечисленных цеолитовых минералов, в магматических и вулканических гидротермально-измененных породах Закарпатья встречаются десмин, шабазит [Лазаренко, Сливко, 1961] в районах сел Кибляры, Вазница, Среднее; натролит, гармотом, ломонтит [Лазаренко и др., 1963] – на Береговском месторождении и в Вышковском районе. Эти минералы связаны исключительно с зонами очень сильного локального гидротермального метасоматоза андезитов, липаритов, кварцевых диоритов и существенной роли в общей минерализации неогеновой терригенно-вулканогенной толщи Закарпатья не имеют.

Сульфаты. Сульфатные минералы широко распространены в неогеновых отложениях Закарпатья и представлены в основном гипсом, ангидритом, алунином и ярозитом.

Гипс является одним из породообразующих седиментогенных минералов в ранне-среднемиоценовых отложениях. Слагает прослои и линзы до 1,5 – 2 м мощности среди терригенных и соленосных пород. Помимо микроскопического метода, легко определяется на кривых ДТА по эндотермическому пику 180 – 220 °С. Распространение гипсоносных пород на площади в тереблянское время показано на рис. 9. Загипсование, но в значительно меньших объемах отмечается также в зонах гидротермального изменения пород, где он иногда присутствует совместно с ангидритом или реже алунином. Как правило, небольшие скопления гипса совместно с менее распространенными сульфатами (ярозит, халькантит, галотрацит, мелантерит, англезит и др.) встречаются в зонах окисления сульфидных месторождений и рудопроявлений (Бегань, Берегово, Вышково, Визница и др.).

Ангидрит встречается совместно с гипсом в соленосных отложениях неогена в зонах окисления сульфидных руд, участках гидротермального изменения.

Алуниин широко распространен главным образом среди вулканогенных пород, подвергшихся низкотемпературному гидротермальному метасоматозу (Берегово, Бегань, Визница, Сняк). Здесь он парагенетически связан со "вторичными кварцитами" в ассоциации с кварцем, опалом, халцедоном, каолинитом, гидроокислами железа и образует пластовые или штоковые тела. Отчетливо определяется по кривым ДТА по двум эндопикам 560 – 590 и 840 – 860 °С. На дифрактограммах имеет рефлексы 4,93, 2,96, 2,27 Å. По данным химического анализа, алуниин Закарпатья является почти чисто калиевым, имеет примесь Na₂O иногда в количестве не более 3 % при Al₂O₃ – 35 – 39 %, K₂O – 10 – 12 %, SO₂ – 36 – 39 %, H₂O – 11 – 15 %. Э.А. Лазаренко [Лазаренко и др., 1963] отмечает, что "состав алуниита отвечает формуле $KAl_3(OH)_6[SO_4]_2$, и он является низкотемпературным гидротермальным минералом, образованным в приповерхностных условиях в кислую-сернокислую стадию гидротермальной деятельности, наложенной на полиметаллические руды" (с. 404).

Ярозит встречается редко в зонах окисления сульфидных руд в ассоциации с карбонатами и сульфатами, иногда образует линзы до 5 – 7 см, помимо микроскопического метода, легко определяется на дифрактограммах по рефлексам 3,06; 2,28; 1,97; 1,81 Å.

Галоиды. Распространены весьма широко в тортонских отложениях За-

карпатского прогиба. Представлены в основном галитом, являющимся главным породообразующим минералом тереблянской свиты, иногда в ассоциации с кальциево-магниевыми карбонатами и сульфатами. Распространение галогенных пород было показано на профилях и схемах (см. рис. 5, 6, 9). Солевые породы содержат обычно 99 % NaCl, доли процента (максимально до 1 %) CaCl_2 , CaSO_4 , MgSO_4 , Na_2SO_4 , KCl, MgCl_2 ; содержание глинистого материала (гидрослюда) различно в зависимости от типа породы – соль, глинистая соль, соленосная глина и т.д. Соль встречается обычно в виде мелкозернистой массы белого, серого или коричнево-серого цвета в зависимости от количества и размерности терригенной примеси. Иногда встречаются сильно перекристаллизованные участки в виде гнезд с крупными (до 10 – 20 см) кристаллами галита или в виде трещин, выполненных "волокнутой солью" белого, красноватого или оранжевого цвета. Химический состав этих разновидностей галита аналогичен составу зернистых масс. В пределах соленосной толщи Закарпатья калиевые и магниевые галоиды не встречаются, что резко отличает соляные месторождения Закарпатья от разновозрастных аналогов Предкарпатья.

Сульфиды. В терригенно-вулканогенных неогеновых отложениях Закарпатского прогиба одним из наиболее распространенных сульфидных минералов является пирит, который встречается в виде желваков, отдельных кристаллов или зерен, мелкокристаллических масс и прожилков различного размера. Пирит является одним из основных минералов сульфидных рудных месторождений (Бегань, Берегово, Вышково и др.). Кроме того, большие скопления этого минерала встречаются в вулканических и вулканокластических образованиях разного возраста, где он связан с постмагматической гидротермальной проработкой пород или воздействием остаточных газовой-жидких флюидов на остывшую лаву сразу после ее извержения. При выведении на поверхность или при особых гидрохимических условиях окисление подобных пиритизированных участков приводит к пропитке довольно больших объемов вмещающих пород сернокислыми растворами, что способствует иногда появлению специфического минерального парагенеза, в целом не характерного для данного окружения. Например, в районах сел Чомонин (скв. 225), Горонда (скв. 218) средне-верхнесарматские андезиты и их туфы весьма интенсивно пиритизированы до глубины 500 – 550 м (забой скважин), причем иногда отмечаются участки сильного окисления пород с большим количеством гидрокислов железа и в некоторых случаях ярозита. В осадочных породах пирит приурочен обычно к морским отложениям гельвет-тортонского и отчасти сарматского возраста, образованным в застойных условиях, а также к некоторым осадкам озерно-болотных фаций.

Марказит встречается, как правило, в гидротермальных рудопоявлениях в парагенезе с метациннабаритом и киноварью (Вышково). В виде мелких конкреций иногда присутствует в континентальных осадочных плиоценовых породах.

Мельниковит встречается иногда в виде порошокватой темной массы в осадочных породах разного возраста и генезиса, где образовался за счет разложения органических остатков. Характерен для зон окисления сульфидных руд как вторичный сульфид. Больших скоплений не

образует. Помимо перечисленных сульфидных минералов, в неогеновых породах Закарпатского прогиба в рудных зонах встречаются халькозин, ковеллин, сфалерит, галенит, реальгар, аурипигмент, арсенопирит, киноварь и др. [Лазаренко и др., 1963]. Все эти минералы связаны с рудоносными гидротермами, и скопления, играющих заметную роль в вещественном составе пород чехла прогиба, не имеют.

Окислы, гидроокислы, кислородные соединения. Кварц является основным породообразующим минералом терригенных и вулканогенных пород. Особенности терригенного кварца были рассмотрены выше. Часто кварц встречается в зонах метасоматических изменений, связанных с гидротермальной низкотемпературной проработкой. Максимальные скопления постседиментационного кварца совместно с халцедоном, опалом, каолинитом и алунитом отмечены во вторичных кварцитах (Берегово, Бегань, Вышково, Визница, Синяк и др.). Здесь кварц образует тонкие сростания с алунитом и встречается в виде желваков, жил и прожилков в каолинитизированной зоне.

Халцедон встречается главным образом в больших массах в гидротермально-измененных породах Выгорлат-Гутинской зоны и Берегово, образует гнезда в опалолитах, слагает некоторые участки унгваритовых выделений, выстилает мелкие поры и пустоты в андезитовых лавах и туфах. Кроме того, значительные скопления халцедона совместно с опалом и иногда доломитом сосредоточены в гейзеритах (Дрисино, Ильница, Берегово, Бегань и др.). Это серые, темно-серые до черных или коричневатые пористые или плотные полосчатые образования, состоящие из халцедона и опала (75 - 98 %), иногда в них отмечаются также слои или гнезда доломита (скв. 218). По данным З.С. Кречковского и В.П. Теплова [1966], спектральным анализом здесь обнаружены в десятых и сотых долях процента: барий, мышьяк, сурьма, ртуть. Содержание органического вещества главным образом в виде растительных остатков иногда превышает 10 % (скв. 219).

Опал, как правило, встречается совместно с халцедоном во вторичных кварцитах, гейзеритах, опалолитах, унгваритах, причем в последних опалу обычно принадлежит главная роль. В измененных породах опал и халцедон часто выстилают поры совместно со смектитом или ранее него.

Гидроокислы железа широко развиты в корках выветривания вулканических и терригенных пород Закарпатья, в зонах окисления сульфидных руд и как продукт окисления пирита на некоторых глубинах. Детальное исследование минерального состава скоплений гидроокислов железа нами не проводилось.

Остальные минералы из групп окислов, гидроокислов и кислородных соединений не имеют широкого распространения в неоген-четвертичных отложениях Закарпатья. Их детальные характеристики приведены в работе Е.К. Лазаренко [Лазаренко и др., 1963].

СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ
ФОРМИРОВАНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА
ЗАКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

Осадочная толща в процессе образования, литификации и формирования ее вещественного состава претерпевает три этапа: 1) седиментогенез - процесс образования терригенного материала, его перенос и осаждение в различных фашиальных условиях седиментационного бассейна; 2) литогенез - преобразование осадка в породу, включая все разнообразие минералообразования в диагенезе и катагенезе; 3) метогенез - дальнейшее изменение вещественного состава осадочной толщи под воздействием различных эндогенных факторов.

Процессы седименто- и литогенеза неогеновых пород Закарпатского прогиба характеризуют некоторые особенности. Во-первых, смешение и тесное наложение двух типов литогенеза - нормально-осадочного и вулканогенно-осадочного - из-за поступления в бассейн седиментации огромного количества легкомобильного в разные стадии становления пород эффузивного и пирокластического материала. Во-вторых, интенсивный магматизм и вулканическая деятельность привели к тому, что стадии постседиментационных изменений были сближены, литогенез инициировался вулканическим теплом. И наконец, в-третьих, сильная многофазовая и местами весьма обширная по площади гидротермальная проработка пород затушевала результаты минералообразовательных процессов более ранних стадий литогенеза. В некоторых участках Закарпатского прогиба отдельные толщи или части разрезов миоцена - плиоцена к настоящему моменту претерпели воздействие очень многих постседиментационных процессов, что создало пеструю и иногда неотчетливую картину минерализации. Это обусловлено неоднократным наложением одних ассоциаций на другие, а также тем, что многие процессы несли одинаковую минерализацию, и наоборот, в разных условиях одни и те же процессы приводили к образованию разных минеральных парагенезов.

Седиментогенез. В Закарпатском прогибе формирование первичного состава неоген-палеогеновых пород в седиментогенезе происходило за счет поступления обломочного материала из основных источников сноса - Складчатых Карпат, Раховского массива, Выгорлат-Гутинской зоны, при регрессиях в процессе развития территории из местных источников сноса - Берегово, Солотвинской впадины начиная с раннего сармата, и наконец, за счет огромных масс тефроидного материала, возникающих при вспышках вулканизма. В раннем-среднем миоцене терригенные осадки в Закарпатском бассейне образовывались при разрушении мезозойско-кайнозойских отложений Складчатых Карпат, основания Закарпатского прогиба и палеозойских и мезозойских толщ Раховского массива (рис. 21), откуда сносились обломки осадочных и метаморфических пород, кварц, гидрослюда, хлорит и в небольших количествах каолинит. Образование в сарматском веке Выгорлат-Гутинской зоны, сложенной вулканитами среднего и основного состава, привело к смене петрогенной терригенной ас-

социации на туфогенную граувакковую с привнесом большого количества смектита. Кроме того, с позднего сармата осадконакопление сосредоточивалось в основном в Мукачевской впадине, а вся восточная часть территории прогиба поднималась и превращалась в обширную область размыва.

Весьма интересные данные получены П.М. Билонижкой [Билонижка, Костик, 1977], изучавшим абсолютный возраст гидрослюд из соленосных отложений Предкарпатья. В результате исследований было установлено, что возраст слюд 100 – 400 млн лет, следовательно, все они являются терригенными, привнесенными из палеозойских и мезозойских отложений Карпат и Русской платформы, и, возможно, за историю своего существования претерпели неоднократно переотложение.

Помимо терригенных пород, в Закарпатье в седиментогенезе образовались карбонатные, сульфатные, галогенные, кремнистые (гейзериты), вулканогенные и биогенные отложения. О времени и площадях их образования было сказано ранее (глава четвертая).

Диagenез. На стадии диагенеза наиболее отчетливо и ярко преобразованию подвергся в первую очередь вулканический материал. Процессы, связанные с остыванием лавовых и некоторых горячих туфовых покровов и потоков (по аналогии с формированием осадочных образований), сопоставимы со стадией диагенеза [Елисеев, 1963] и физико-химическим приспособлением ювенильного вулканогенного материала к новым условиям нахождения. Воздействие выделяющихся газовой-жидких составляющих

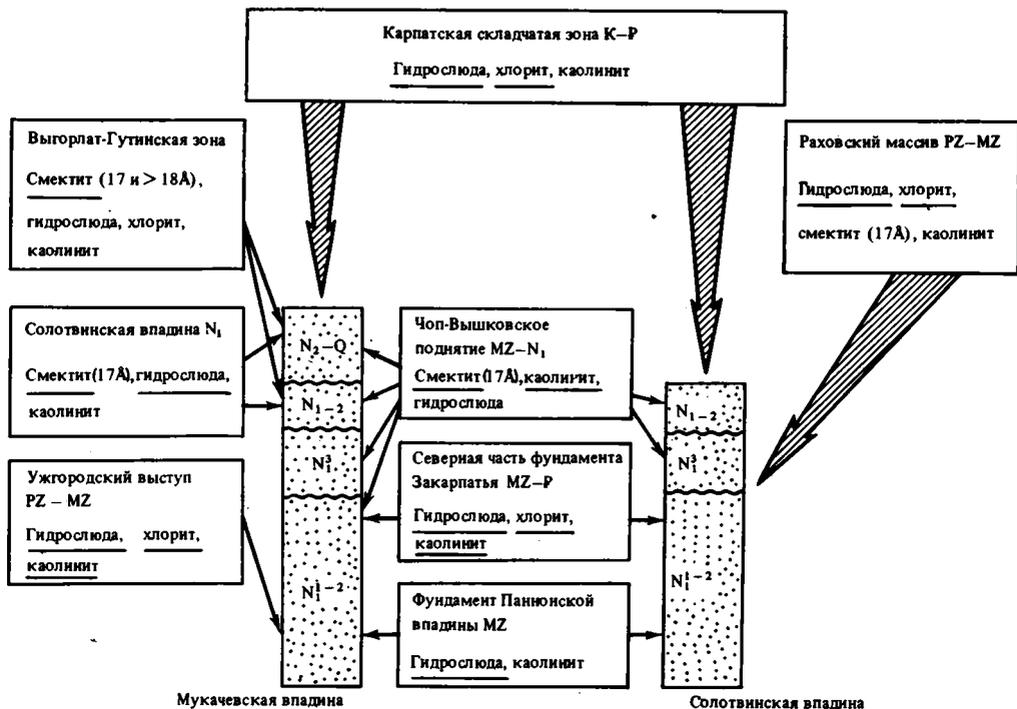


Рис. 21. Схема формирования аллотригенной части глинистых фракций неогеновых пород Закарпатского прогиба

ших остывающих лав и туфов на неустойчивые в поверхностных субаэральных или субаквальных условиях минералы и соединения привело к образованию специфических ассоциаций. В первую очередь надо отметить своеобразные смектит-кремнистые породы, связанные с потоками плиоценовых андезитов и андезито-базальтов Выгорлат-Гутинской гряды и получившие название "унгвариты". Это тонкая смесь опала, халцедона и смектита иногда с большим количеством гидроокислов железа, заполняющая пустоты диаметром до 2,5 м и трещины в излившихся породах. Смектиты встречаются как практически безжелезистые, так и с предельным содержанием железа до 36 % (в пересчете на монтмориллонит) [Лазаренко и др., 1963].

Для большинства унгваритов типичны текстуры дегидратации и усыхания коллоидов, довольно часты линзы почти чистого опала. Под воздействием летучих компонентов,двигающихся по наиболее проницаемым участкам лавового потока снизу вверх, происходило разложение алюмосиликатного вещества пород и стекла, сопровождавшееся выносом щелочей, щелочноземельных элементов, отчасти железа и глинозема, за счет чего образовались первичноаморфные смектит-кремнеземные унгвариты. Проведенный дифрактометрический анализ в некоторых случаях показал на преобладание в образцах рентгеноаморфной глинистой фазы, а пики, присущие смектиту (12 - 14 Å), были весьма неотчетливы и широки. Все это указывает на различную степень окристаллизованности вещества унгваритов от аморфной стадии до кристаллической. Возможно, это связано с температурой их образования за счет холодных растворов в первом случае и более горячих во втором. Интересно отметить, что унгвариты приурочены исключительно к континентальным вулканическим образованиям среднего состава. В некоторых толщах андезитов (скв. 225, 221, 218) в отдельных горизонтах на разных глубинах отмечены округлые мелкие пустоты, выполненные халцедоном, опалом и иногда смектитом. Это явление, по-видимому, связано с процессами, аналогичными унгваритизации и происходящими на ранних стадиях литогенеза пород.

Пирокластический материал, попавший в поверхностные условия, также подвергся изменениям в процессе диагенеза. В молодых плиоцен-четвертичных вулканокластических породах при микроскопическом их изучении заметно иногда довольно интенсивное изменение вулканического стекла, полевых шпатов и некоторых темноцветных минералов с образованием по ним смектита, незначительных выделений опала, кальция, гидроокислов железа, установлена выборочная цеолитизация стекла с образованием минералов из группы клиноптилолит-гейландит.

На стадии диагенеза, главным образом в поздний этап, образовались многие карбонатные конкреции, связанные с озерными, озерно-болотными, озерно-гейзерными и озерно-пролювиальными отложениями. Из разреза скв. 218 (рис. 22) видно, что в верхней части исключительно распространены сидеритовые и анкеритовые, а в средней и нижней - кальцитовые и магнезиально-кальцитовые конкреции. Отмечается отчетливая связь железистых карбонатов с пролювиально-озерными отложениями аллювиально-пролювиальной озерной предгорной равнины. Восстанавливая механизм образования этих конкреций, можно предположить,

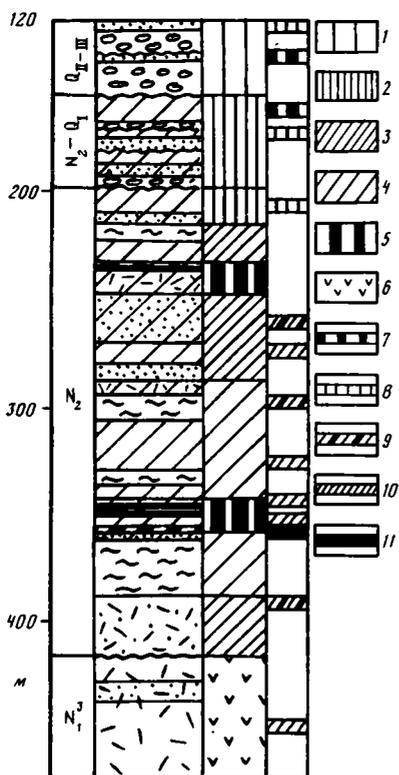


Рис. 22. Литологический разрез скв. 218
 1 - 5 - отложения: 1 - внутренней аллювиально-пролювиальной части предгорной равнины, 2 - внешней аллювиально-озерной части предгорной равнины, 3 - низменной озерно-аллювиальной равнины, 4 - крупных озер на низменной равнине, 5 - заболачивающихся участков озерно-аллювиальной равнины; 6 - вулканические области; 7 - 11 - карбонаты: 7 - сидерит, 8 - анкерит, 9 - магниезальный кальцит, 10 - кальцит, 11 - доломит

что осадконакопление происходило в мелких периодически пересыхающих и зарастающих водоемах, куда сносился богатый закисным железом материал разрушающихся вулканических пород Выгорлат-Гутинской гряды. В период осушения озер и полного или частичного окисления осадка, о чем может свидетельствовать пестрая и бурая окраска плохо сортированных отложений этих озер, часто содержащих корневые остатки, железо переводилось в нерастворимую и не способную к миграции окисную форму, что способствовало здесь его концентрации. Перераспределение за счет кислых растворов и уголекислоты образовавшихся при разложении органических остатков обусловило образование сидеритовых и анкеритовых конкреций.

Кальцитовые и магниезально-кальцитовые конкреции связаны практически везде с отложениями морского бассейна, лагун и заливов, открытых крупных озер. На рис. 22 (скв. 218) видно, что доломитовые образования приурочены к озерно-гейзерным осадкам и высокое содержание магния здесь обусловлено его поступлением из вод гейзерных источников.

Катагенез. Дальнейшее преобразование вещественного состава неогеновых пород Закарпатского прогиба в катагенетическую стадию можно подразделить на два этапа - ранний и поздний.

В раннем катагенезе изменение первичного материала туфогенных пород привело к формированию смектита (17,7 и 18 Å) и каолинита.

Эти минералы образовались за счет разрушения вулканического стекла, кристаллов плагиоклаза и некоторых литокластов. Отчетливо заметно повышение содержания смектитового минерала в туфах по сравнению с туф-фитами и вулкано-терригенными породами. Интересно отметить, что с глубиной в породах уменьшается количество рентгеноаморфной примеси, пики смектитовых минералов на дифрактограммах становятся более четкими и резкими. В отдельных горизонтах паннионских, левантинских и плейстоценовых отложений в осадочных вулканомиктовых породах отмечается появление смешанослойного хлорит-смектита (скв. 218, 156 и др.).

На глубинах свыше 300 м в современном эрозионном срезе этот минерал не встречается. По-видимому, под давлением и с течением геологического времени происходит его трансформация в минерал смектитового типа. Это отчетливо видно по ряду дифрактограмм, на которых по мере увеличения глубины взятия образцов можно отметить усиление и большую отчетливость пиков 17,7 – 19 Å в насыщенных препаратах и исчезновение серии мелких рефлексов в области 11 – 13 Å при прокаливании. В целом можно отметить, что в туфогенных породах и туфах различного состава основным глинистым минералом, который в больших количествах появляется в катагенезе, является смектит (как 17,7, так и 18 Å). В терригенных породах и в породах с невысоким содержанием туфогенной примеси его роль значительно ниже, а преобладающими здесь являются гидрослюды с тем или иным количеством смектита, каолинита или хлорита.

В раннем катагенезе происходят перераспределения карбонатного материала с образованием прожилков и мелких стяжений кальцита или магнезиального кальцита, цементация этими карбонатами песчано-алевритовых терригенных и алевропсаммитовых вулканических пород, формирование некоторых конкреций сульфидов. Интенсивность карбонатизации находится в прямой зависимости от глубины погружения горизонта и его проницаемости. В наиболее погруженных пачках (более 1000 м) отмечается очень сильная кальцитизация пород, как цементирующая, так и трещинная, причем с увеличением размерности пород и, следовательно, их проницаемости количество карбонатного материала увеличивается. Это свидетельствует об интенсивной циркуляции в раннекатагенетическую стадию сильнокарбонатных углекислых вод и их активном влиянии на минерализацию толщи.

Позднекатагенетическая минерализация связана с районами, где процессы литогенеза усиливались вулканической и интрузивной деятельностью, интенсивным складкообразованием (главным образом Чоп-Вьшковская зона). Здесь можно заметить, что при погружении толщи на глубины более 1000 м при повышенном температурном градиенте и интенсивной складчатости породы претерпели сплошную гидрослюдизацию (рис. 23). Распространение глинистых минералов в разрезах Вьшковского района (скв. 964, 1003, 1с и др.) имеет отчетливую зональность в зависимости от глубины. В верхней зоне в породах различных фаций и разного возраста в тех или иных количествах содержится смектит наряду с гидрослюдой, хлоритом или каолинитом. Как правило, это отмечается до глубины 150 – 300 м в гидротермально-неизменных участках. Ниже распространены гидрослюда-каолинитовая ассоциация

(до 600 м), далее – гидрослюдистая практически мономинеральная и, наконец, на глубинах свыше 800 – 1000 м в отдельных участках, тяготеющих главным образом к интрузивным массивам, гидрослюда–хлоритовая.

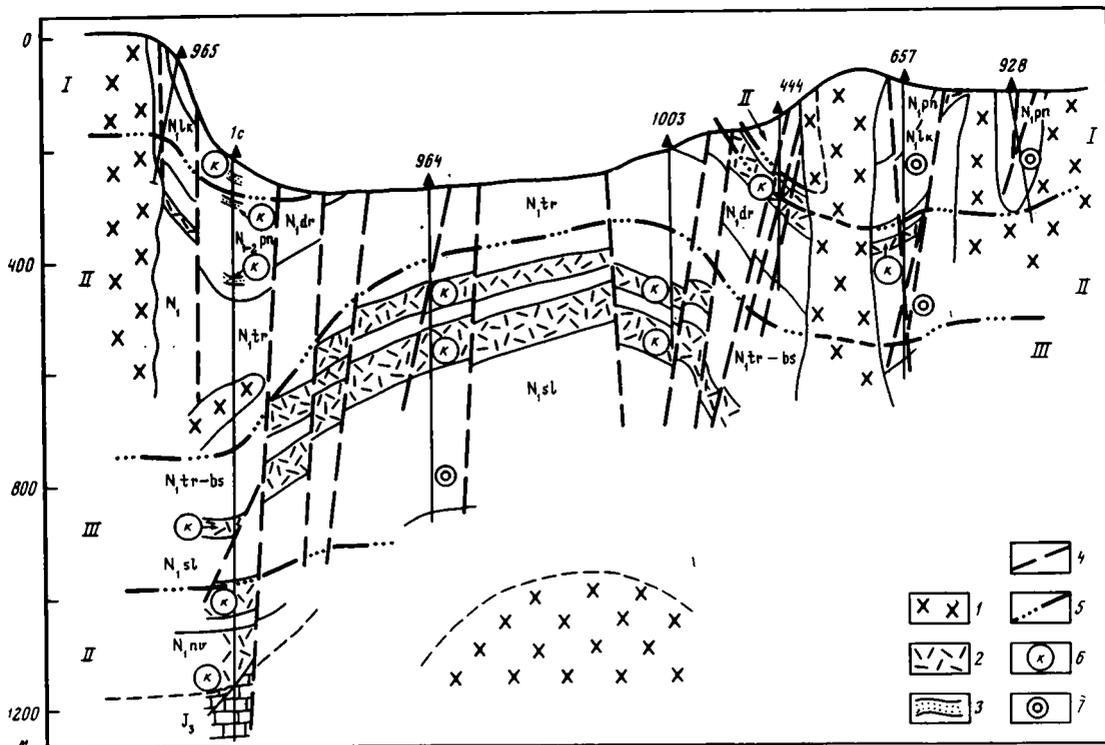


Рис. 23. Схема геологического строения и распределения ассоциаций глинистых минералов по разрезу миоценовой толщи Вышковского района 1 – интрузия гранодиорита; 2 – горизонты кислых туфов; 3 – прослои песчаных пород; 4 – тектонические нарушения; 5 – границы ассоциаций глинистых минералов; 6 – каолинит; 7 – хлорит. Ассоциации глинистых минералов: I – смектитовая, II – гидрослюда–каолинитовая, III – мономинеральная гидрослюдистая

Зональность распространения глинистых минералов терригенно–вулканогенной толщи Закарпатья прослежена также в Береговском и Чопском районах в участках, где процессы гидротермального метасоматоза не повлияли значительно на вещественный состав пород. Там же, где это влияние весьма ощутимо, общая картина катагенетической зональности глинистых минералов нарушена за счет воздействия постмагматических растворов на вмещающие породы. Зона смектитизации опускается до глубин более 600 м, в близповерхностных или приконтактных участках появляются хлоритовые минералы. Отчетливое нарушение общей зональности связано также с прослоями псаммито–псефитовых туфов и туфопесчаников, в которых даже на значительных глубинах обычно присутствует

не мономинеральная гидрослюда, а смесь гидрослюды и каолинита (скв. 964, 657, 1с, 444). По-видимому, это связано с очень высокой проницаемостью пород, и возникновение здесь каолинита происходит под воздействием промывающих их постмагматических растворов. Следует отметить, что в слабопроницаемых пелитовых и алевритовых туфах и туффитах, аргиллитах и алевролитах каолинит на больших глубинах не встречен, в них повсеместно развита мономинеральная гидрослюдистая ассоциация.

В гидрослюда-каолинитовой и гидрослюдистой зонах на дифрактограммах образцов заметна тенденция к постепенному уменьшению значения пика гидрослюды от 10,2 до 9,98 Å на глубинах от 150 до 500 м (в современном эрозионном срезе). В верхней части разреза гидрослюда содержит в своем составе некоторое количество разбухающих смектитовых пакетов и является смешанослойным минералом. Под действием давления (и температуры?) количество разбухающего компонента постепенно уменьшается. По-видимому, здесь имеет место прогрессивная гидрослюдизация глинистого вещества за счет смектитовых пакетов и, возможно, каолинита.

На рис. 24 показан минеральный состав пород солотвинской свиты по

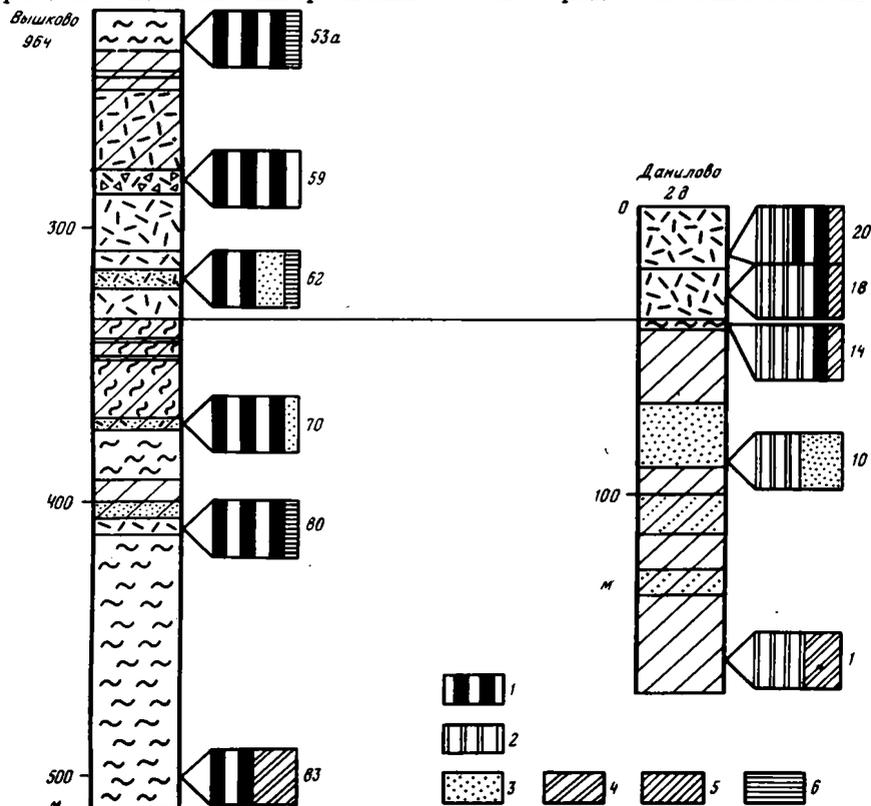


Рис. 24. Состав ассоциаций глинистых минералов в разрезах скв. 964 (Вышково) и 2д (Данилово)
 1 - гидрослюда; 2 - смектит; 3 - каолинит; 4 - хлорит;
 5 - цеолиты; 6 - давсонит

скв. 964 (Вышково) и 2д (Данилово). Как уже говорилось ранее, Вышковский район представляет собой сильнодислоцированную структуру с большим количеством гранодиоритовых мелких интрузий. Глинистая фракция пород здесь представлена в основном гидрослюдой, иногда с примесью каолинита. В районе Данилово на расстоянии 15 км состав глинистых фракций в практически разновозрастных и однофациальных породах резко меняется на преимущественно смектитовый с примесью гидрослюды, хлорита или каолинита. Тортонские отложения здесь не подверглись столь значительным погружениям и интенсивной складчатости, и их минеральный состав сформировался главным образом под воздействием раннекатагенетических и отчасти низкотемпературных гидротермальных растворов. Так же, как и в Вышково, каолинит здесь в основном приурочен к наиболее проницаемым крупнозернистым породам.

Таким образом, рассматривая распределение глинистых минералов в зоне катагенеза неоген-четвертичной толщи Закарпатья, можно сказать, что в процессе катагенеза, в его раннюю стадию, в породах образовывался в основном смектитовый минерал, причем количество его в туфогенных породах больше, чем в терригенных. По мере увеличения глубины погружения увеличивается содержание гидрослюды и отчасти каолинита и далее встречается почти мономинеральная гидрослюда. Появление в зоне позднего катагенеза хлоритового минерала, по-видимому, связано с влиянием интрузий или постмагматических растворов на вмещающие толщи. Распределение каолинита в зоне катагенеза отчетливо контролируется проницаемостью пород, и он приурочен к наиболее крупнозернистым их разностям, как терригенным, так и туфогенным.

В позднем катагенезе продолжался процесс перераспределения карбонатов в основном в виде прожилков, порового цемента, коррозии зерен, кристаллов и литокластов.

Низкотемпературный гидротермальный метасоматоз. Из всех гидротермальных изменений мы рассмотрим только те, которые заметно повлияли на общую минерализацию значительной части вулканогенно-осадочной толщи неогена Закарпатского прогиба и имеют широкое площадное распространение.

Довольно подробно процессы гидротермального метасоматоза и связанные с ним минеральные ассоциации охарактеризованы Е.К. Лазаренко и др. [1963]. Основное внимание эти авторы уделили изучению состава ассоциации собственно гидротермальных рудных зон, практически не касаясь вопросов влияния гидротерм на замещающие осадочные и вулканогенные породы. Наиболее ярко и широко гидротермальный метасоматоз, заметно повлиявший на формирование вещественного состава неогеновых толщ, проявился в районе сел Берегово, Бегань, Вышково, Драгово, Сокирица, Водица, Липча и во многих других пунктах, расположенных в пределах Выгорлат-Гутинской гряды.

Процессы низко-среднетемпературного метасоматоза привели к появлению полисульфидного оруденения Берегово-Беганьского района, где гидротермальные изменения миоценовых пород охватывают площади около 200 км². Наиболее высокотемпературное воздействие на залегающие здесь морские кислые лавы и туфы выразилось в их интенсивной калишпатизации и окварцевании, сменяющейся с глубиной альбитизацией.

Средние горизонты сложены главным образом смектитизированными липаритовыми туфами, а самые верхи – каолинитизированными, алунитизированными и окварцованными породами. Е.К. Лазаренко [Лазаренко и др., 1963] указывает, что изучение газово-жидких включений в кварце, взятом из различных зон, позволяет предположить температуру его образования от 100 до 300 °С.

В табл. 10 помещены результаты объемных химических анализов образцов из различных зон гидротермального изменения миоценовых пород Береговского района от практически неизмененных липаритовых туфов до сильно алунитизированных и окварцованных пород приповерхностной зоны. Адуляризация протекает со значительным увеличением содержания кремнезема и окиси калия; смектитизация – с обеднением по сравнению с неизмененными породами кремнеземом, окислами натрия, калия и относительным обогащением глиноземом, окислами магния; каолинитизация – с выносом кремнезема, окисного и закисного железа, окислов кальция, натрия, калия и с сильным обогащением глиноземом. В зоне алунитизации осуществляется очень резкое обогащение пород сульфат-ионом, несколько меньше – окислами натрия и частично – калия. Образование монокварцитов верхних частей месторождения протекает с очень резким обогащением пород кремнеземом и частично окисным железом и с практически полным выносом остальных компонентов.

В целом снизу вверх по зонам происходит иногда скачкообразное перераспределение основных породообразующих компонентов в зависимости от существовавших физико-химических условий среды от довольно щелочных восстановительных (натриевый щелочной метасоматоз в зоне адуляризации, альбитизации и смектитизации) до сильно кислых окислительных (сернокислый процесс в зоне вторичных алунит-каолинитовых кварцитов и монокварцитов). Подобная зональность и аналогичное строение "метасоматических колонок", отличающихся лишь более скромными масштабами, имеются в Вышковском районе, где изменены гранодиориты и вмещающие их породы, в с. Визница, где метасоматиты развиты по толще туфов и лав андезитового и незначительно липаритового состава, слагающих Выгорлат-Гутинский хребет. Зональность и характер изменений во всех случаях остаются постоянными и не зависят от состава изменяющихся пород. Широкое распространение гидротермального изменения пород в Берегово-Беганьском районе не только зависит от огромного масштаба проявления метасоматического процесса, но также связано с очень высокой проницаемостью липаритовых туфов для термальных растворов по сравнению с андезитовыми и терригенными породами. Кроме того, интенсивность изменения здесь, возможно, обусловлена относительно повышенной способностью к метасоматическому замещению самих туфов, что связано с наличием большого количества легкооблизуемого материала.

В залегающих в толще кислых туфов и лав арриллитах тортона, являющихся прекрасными водоупорами (экранами) как для нисходящих подземных вод, так и для поднимающихся из глубин термальных растворов, ни смектита, ни каолинита не обнаружено. Здесь из глинистых минералов распространена исключительно мономинеральная гидрослюдистая ассоциация (гидрослюда политипной модификации 1M). На эти арриллиты

Объемные анализы вулканогенных и измененных пород Закарпатья
по Е.К. Лазаренко и др. [1963, с. 546], %

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	127,60	191,23	91,01	101,88	84,55	212,30
TiO ₂	0,37	0,64	0,05	0,11	0,45	0,83
Al ₂ O ₃	24,85	14,98	43,24	58,73	57,24	0,47
Fe ₂ O ₃	2,62	16,42	0,63	1,61	0,63	-
FeO	0,21	6,07	-	0,02	-	11,87
MgO	0,39	0,64	5,80	0,82	0,40	-
MnO	0,12	-	0,14	-	-	-
CaO	2,64	-	3,46	0,49	1,01	-
Na ₂ O	4,19	0,54	0,07	0,06	434	-
K ₂ O	5,46	9,34	0,11	0,09	12,55	0,09
H ₂ O ⁺	-	1,32	-	-	-	50
H ₂ O ⁻	-	0,53	19,71	4,48	0,85	
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0,18	0,14
S	-	0,79	-	-	-	-
SO ₃	0,45	-	-	-	52,20	-
П.п.п.	5,56	4,48	15,86	21,19	10,34	1,20
Объемный вес	1,76	2,40	1,80	1,90	2,25	2,35

Примечание. 1 - свежий липаритовый туф; 2 - кварц-адуляровая порода; 3 - смектитизированный туф; 4 - каолинитизированный липаритовый туф; 5 - алунилизированный липаритовый туф; 6 - "монокварцитовая" порода.

при гидротермальном процессе воздействовали не столько термальные растворы, сколько лишь повышенные термобарические условия, что привело к процессу позднекатагенической гидрослюдизации, аналогичному рассмотренному ранее для Вышковского района.

В верхней части так называемых каолинит-алунитовых вторичных кварцитов Береговского месторождения интенсивность изменения первичных пород убывает сверху вниз, причем алунитизация нижних горизонтов кварцитов не распространяется на глубины более 100 - 250 м. Максимум алунитизации приходится на породы, расположенные над верхней пачкой аргиллитов и песчаников, а наибольшая глубина проникновения алунитов под эти породы прослеживается лишь вдоль крупных разрывных нарушений (250 м). В целом об алунитизации тортон-сарматских туфов в Береговском районе нет единого мнения.

Г.Г. Сасин [1966] выделяет четыре типа алунитов, два из которых, наиболее распространенных, он связывает со вторичной фумарольно-сульфатарной деятельностью в раннем и среднем сармате; третий, жильный, тип - гидротермальный; и наконец, четвертый тип, проявляющийся по полиметаллическому оруденению, - супергенный. И.И. Дранко [1966] указывает, что все типы алунитизации одновозрастны, а между алунитовым и полиметаллическим оруденениями имеется значительный временной перерыв и, скорее всего, алунитизация имеет среднесарматский, а оруденение раннесарматский возрасты. В работе Э.А. Лазаренко [1966] указано, что "алунитизация проявилась в то время, когда часть рудных жил процессами денудации была выведена на поверхность" (с. 64), но признается ее гидротермальное происхождение.

Некоторые особенности геологического строения зон алунитизации, такие, как площадное, а не линейное их залегание; стратифицированное положение над водоупорами и экранами; проникновение на глубину лишь по разломам; практически полное отсутствие гидротермального изменения песчано-алевритовых и аргиллитовых слоев под алунитами; участками полосчатые текстуры алунитовых руд, позволяют согласиться с мнением Г.Г. Сасина о преобладании в Береговском районе алунитов фумарольно-сульфатарного генезиса. Вполне вероятно, что формирование тел, сложенных сульфатом алюминия, происходило здесь в ранне-среднесарматское время в континентальных и прибрежно-морских условиях аналогично современному накоплению соединений алюминия и железа в активной вулканической зоне Курильских островов [Зеленов, 1972; Мархонин, Стратула, 1977; и др.].

Решая вопрос о генезисе всей верхней зоны Береговского месторождения, необходимо учитывать тот факт, что с конца раннего сармата район был выведен на дневную поверхность и подвергался воздействию атмосферных агентов вплоть до настоящего момента. Таким образом, в последние более чем 5 млн лет здесь идут процессы окисления и перераспределения минералов. Бронирование поверхности слоем кварцитов и сильная пористость измененных туфов при довольно значительной их твердости затрудняют денудацию толщи. Все это еще более способствует формированию коры выветривания и глубокому изменению пород, образующихся за счет окисления жильных и рассеянных сульфидов весьма агрессивными серноокислыми растворами (с pH до 1,5). Нам кажется,

что в таких условиях образование зоны окисления, и в частности процессы сульфатизации, могут протекать весьма интенсивно и, вполне вероятно, что некоторая часть площадных алунитов может иметь не гидротермальное, и фумарольно-сульфатарное в том числе, а гипергенное происхождение. Интерпретация генезиса верхней каолинит-алунит-кварцевой зоны Береговского месторождения затруднена еще и тем, что минеральные ассоциации, образовавшиеся в сернокислую стадию гидротермального процесса, очень сходны по своему составу с парагенезом минералов в типичной зоне окисления сульфидных тел.

В гидротермально-измененных пирокластических и вулканогенно-осадочных породах Закарпатского прогиба широко распространены цеолитовые минералы. Значительные и часто промышленные их скопления приурочены к прослоям кислых алевросаммитовых витрокластических или смешанных туфов с большим содержанием витрокластике. Цеолитизации не подвержены кристаллокластические и литокластические кислые туфы, а также пелитовые, крупносаммитовые и псефитовые витрокластические и смешанные туфы. Иными словами, цеолитизация отмечается исключительно в хорошо проницаемых туфах с довольно высоким содержанием кислого стекла. В целом в Закарпатье в крупных масштабах цеолитизированы гельветские и тортонские (тересвинская, солотвинская и водицкая свиты) туфы в Солотвинской впадине, по ее северной окраине (полоса сел Ганичи—Водица), а также в западной и юго-западной ее части (Данилово, Сокирница, Крайниково, Тячев).

Цеолиты развиваются по витрокластическому материалу, замещая краевые или центральные части обломков ("рогульки") стекла или реже витрофиртовый цемент вулканокластических пород, в виде мелко- или микрокристаллических агрегатов или более крупных (0,07 - 0,2 мм) призматических прозрачных кристаллов. Площадное распространение цеолитовых минералов показано на рис. 25. По северной окраине Солотвинской впадины в новоселицких туфах встречаются как клиноптилолит, так и морденит примерно в равных количествах, образующие цеолитизированные толщи часто до 100 м мощности. Нижние части их обогащены, как правило, морденитом, а верхние клиноптилолитом. Если туфы в основном состоят из витрокластического материала, то разрез цеолитизирован почти полностью (с. Водица); если же толща представлена комплексом различных туфов, туффитов, туфоаргиллитов, то цеолитизация проявляется в виде довольно сложной картины переслаивающихся линз или зон (с. Липча). Как правило, цеолитизация витрокластического материала в породах Закарпатья пространственно разобщена от зон давсонитизации, сильной кальцитизации и сульфидизации.

Формирование клиноптилолит-морденитовых пирокластических пород Закарпатья связано с воздействием низкотемпературных растворов в областях активного вулканизма (Данилово, Сокирница) или с зонами постмагматического изменения пород на значительном удалении от эруптивных центров, но приуроченными к крупным тектоническим нарушениям (Липча, Водица). Зоны цеолитизации занимают обширные пространства в несколько десятков и даже сотен квадратных километров, где воздействие постмагматических растворов проявилось не особенно ярко и выразилось в основном в смектитизации и цеолитизации первичного материа-

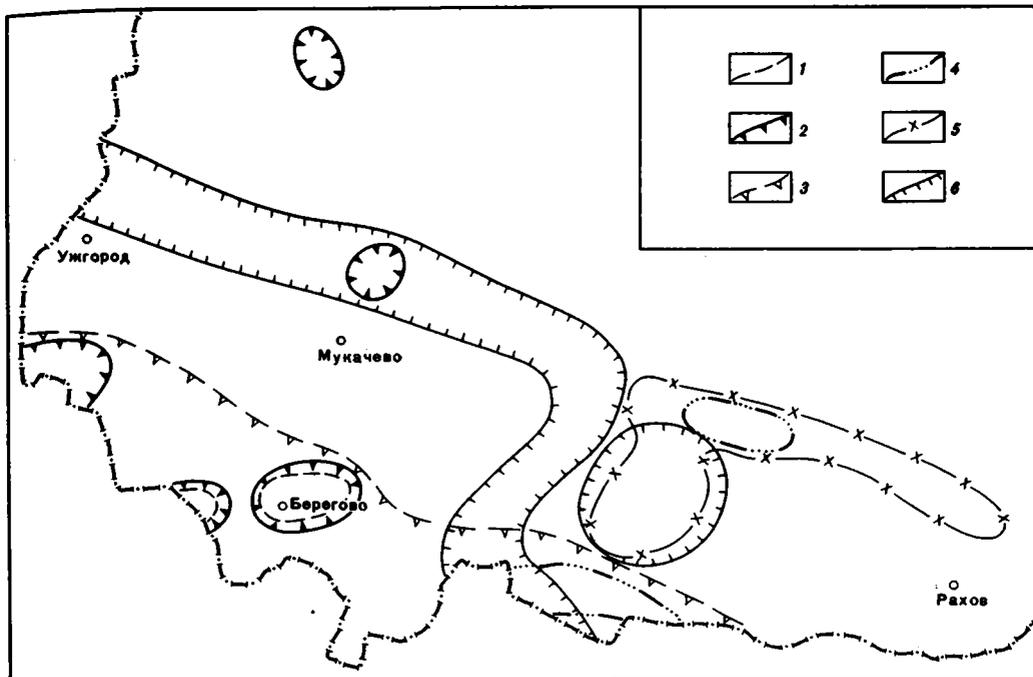


Рис. 25. Постседиментационная минерализация неогеновой толщи Закарпатского прогиба
 Зоны: 1 - каолинитизации, 2 - сильной смектитизации, 3 - гидрослюди-
 зации, 4 - давсонитизации, 5 - цеолитизации, 6 - слабой смектитизации

ла туфов, причем интенсивность этих процессов на площади очень не-
 равномерная. Здесь, как правило, нет сколь-либо значительных скопле-
 ний рудных минералов, очень редко или в редуцированном виде встреча-
 ны участки вторичной калишпатизации, нет окремнения. По-видимому,
 такая особенность зон цеолитизации связана с их образованием за счет
 весьма низкотемпературных и слабоагрессивных щелочных растворов.

В Закарпатье обогащенные давсонитом породы встречаются главным
 образом на западе Солотвинской впадины, в районах Вышково—Тячев и
 Липча—Новоселица (см. рис. 25). Давсонит встречается в породах, за-
 легающих на глубинах 50 - 550 м (в современном эрозионном срезе),
 и практически отсутствует вблизи интрузий и зон сернокислотного вы-
 шелачивания. Глубже 550 м давсонит сменяется кальцитом или магне-
 зияльным кальцитом редко с примесью анкерита.

В районе Вышково—Тячев давсонитизированы различные породы тор-
 тона от кислых туфов до аргиллитов, образующие полосу субширотного
 простираения площадью более 50 км². В районе Липча—Новоселица по-
 роды с давсонитом распространены также в виде полосы субширотного
 простираения вдоль Пьенинского глубинного разлома площадью более
 100 км². Здесь давсонит встречен как в неогеновых, так и в более
 древних песчано-мергельных породах фундамента прогиба главным обра-
 зом в виде секущих прожилков и заполнения порового пространства.

Везде отмечена отчетливая связь давсонита с каолинитом. В пористых породах, где давсонит в разных количествах присутствует в пустотах или в цементе туфов или песчаников, можно обнаружить повышенные содержания каолинита. В целом для давсонитизированных пород неогеновой толщи Закарпатского прогиба характерны: 1) связь с современной тектонической структурой, залегание в определенном интервале глубин; 2) максимальное скопление давсонита, цементирующего породы или развизивающегося по первичному туфогенному материалу, в наиболее проницаемых крупнозернистых породах (песчаники, псаммито-псефитовые туфы) с повышенным содержанием кристаллокластитов (это объясняет тот факт, что давсонит и цеолиты не встречены совместно, так как последние приурочены исключительно к витрокластическим породам); 3) в водоупорах и слабопроницаемых породах (аргиллиты, пелитовые туфы, карбонатизированные алевролиты, песчаники) давсонит представлен главным образом в виде секущих прожилков или линзочек на плоскостях наложения; 4) давсонит практически не встречается с цеолитами, но обычно ассоциирует с каолинитом в проницаемых породах. В водоупорах давсонит (секущие прожилки) может иметь парагенез с любым глинистым минералом, преобладающим в данной породе.

Трудно согласиться с мнением Я.В. Маслякевича [Маслякевич и др., 1976], который считает, что давсонит, как, впрочем, по его мнению, и цеолиты, является "диа-эпигенетическим образованием" и что в формировании давсонита большую роль играли морские иловые воды, причем гальмиролиз туфов усиливал щелочность этих растворов. "Давсонитизация обусловлена диагенетическим—раннеэпигенетическим изменением осадков, прежде всего гальмиролизом туфов" (с. 143).

Приведенные особенности распространения давсонитовых пород и их микроскопическое изучение позволяют нам считать, что давсонит образовался за счет воздействия низкотемпературных растворов на пирокластические, туфогенные и вулканомиктовые проницаемые породы, обогащенные кислой кристаллокластикой. Процесс происходил перед или в начальную стадию образования каолинита с последующим переотложением давсонита в трещинах в водоупорах.

Рассматривая распространение цеолитизированных и давсонитизированных пород на площади (см. рис. 25), можно увидеть, что две субширотные полосы давсонитовых пород как бы охватывают с севера и юга обширное поле цеолитизации, образуя огромную область своеобразного низкотемпературного гидротермального метасоматоза на западной части Солотвинской впадины. Цеолитизация протекала в первый этап, возможно еще в тортоне—начале сармата, до образования современной тектонической структуры района. Зависимость давсонитизации от современного структурного строения территории позволяет предположить, что этот процесс происходил на самых последних этапах развития прогиба, по-видимому в несколько стадий в послетортонское время.

Гипергенез. Минеральные ассоциации, образовавшиеся в процессе современного и древнего выветривания, широко распространены в неоген-антропогеновой толще Закарпатского прогиба. Современная кора выветривания вулканических, вулканогенно-осадочных, осадочных и интрузивных пород имеет мощность не более нескольких метров, обычно несколь-

ко десятков сантиметров. Наиболее интенсивно процессы изменения отложений в поверхностных условиях протекают в средних и основных вулканитах. В первую стадию они претерпевают дезинтеграцию с образованием трещин, придающих породам различные типы отдельности (плитчатая, шаровая, скорлуповатая, щебенчатая). При этом в проницаемых участках происходит разрушение темновесных минералов с образованием большого количества гидроокислов железа и появлением смектитовых минералов. Как видно из табл. 11, при гипергенезе вулканических и интрузивных пород отмечается уменьшение объемного веса за счет выноса таких компонентов, как кремнезем, глинозем, двухвалентное железо, кальцит. Окраска пород становится бурой за счет скопления в измененных участках гидроокислов железа. Из глинистых минералов преобладает смектит, как правило, 18 Å. Осадочные и вулканогенно-осадочные породы в современной обычной коре выветривания (без учета почв) изменены слабо. Здесь также происходит вынос кремнезема и глинозема с накоплением трехвалентного железа, но интенсивность процессов незначительна.

О возможности активного участия процессов гипергенеза в образовании минеральных ассоциаций верхних зон сульфидных месторождений и рудопроявлений (Берегово, Бегань, Вышково, Драгово, Визница и др.) говорилось выше.

Е.К. Лазаренко [Лазаренко и др., 1963], рассматривая в своей работе зоны окисления сульфидных рудопроявлений, указывает, что на Береговском месторождении, "там, где мощности аргиллитов не превышают 10 - 15 м, зона окисления опускается на глубину 250 - 300 м, алунизация в этом участке распространяется значительно ниже пачки аргиллитов" (с. 548).

Следует еще раз напомнить, что минеральные ассоциации зоны окисления сульфидов и зоны сернокислого метасоматоза гидротерм практически одинаковы. Для окончательного решения вопроса о генезисе минералов верхней части Берегово-Беганьского месторождения и некоторых других сульфидных рудопроявлений необходимо выяснить направленность процесса (движения минералообразующих растворов) - либо сверху вниз в случае гипергенеза, либо снизу вверх в случае гидротермального метасоматоза. К сожалению, имеющийся к настоящему моменту материал не позволяет решить эту проблему однозначно.

В заключение остановимся на схеме одного из возможных механизмов формирования сульфатной (алунитовой) и карбонатной ассоциации при гипергенном процессе, в частности за счет окисления сульфидных руд. На рис. 26 показано распределение источников углекислых вод на поверхности и участков, обогащенных сульфидными минералами. Как можно увидеть, они отчетливо совпадают. Практически все источники минеральных углекислых вод в Закарпатье и Восточных Карпатах приурочены к зонам гидротермального изменения пород, содержащих в той или иной мере сульфиды, причем последние расположены в терригенных обязательно карбонатизированных вмещающих породах (Вышково, Квасы, Драгово, Соймы, Майдан). Там, где сульфидные руды залегают в окружении бескарбонатных магматических, вулканогенных или реже терригенных пород (Берегово, Бегань, Синяк), источников углекислых вод нет.

Объемные анализы диорит-порфиритов из зоны выветривания
по Е.К. Лазаренко и др. [1963, с. 546], %

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	156,45	157,20	131,69	115,59	104,36
TiO ₂	1,36	2,09	1,81	1,80	1,47
Al ₂ O ₃	52,25	45,77	42,17	31,67	34,88
Fe ₂ O ₃	1,16	11,92	13,49	12,65	13,57
FeO	23,20	11,36	6,68	1,80	3,40
MnO	0,40	0,51	0,32	0,19	0,32
MgO	5,84	5,11	7,85	3,26	5,31
CaO	19,23	23,62	11,37	3,04	7,25
Na ₂ O	5,44	7,28	4,75	2,24	3,53
K ₂ O	2,44	5,22	2,86	2,33	2,51
H ₂ O _{общ}	1,44	3,45	5,49	6,08	5,25
P ₂ O ₅	0,43	0,40	0,32	0,19	0,34
S _{общ}	-	0,51	0,11	0,07	0,09
П. п. п.	1,95	4,23	4,72	9,15	5,93
Объемный вес	2,72	2,68	2,33	1,90	1,89

Примечание. 1 - свежий кварцевый диорит-порфирит; 2 - осветленный кварцевый диорит-порфирит; 3 - внешняя кайма "шара"; 4 - дезинтегрированный диорит-порфирит; 5 - землистая масса между "шарами".

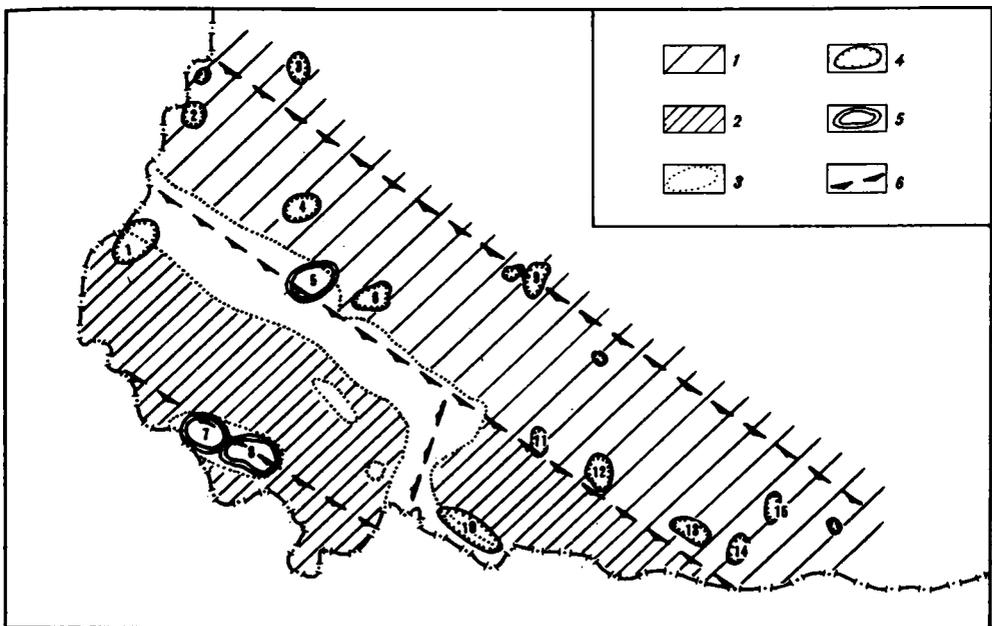


Рис. 26. Схема распространения зон гидротермального изменения пород и источников углекислых вод в Закарпатье

1 - флишевые породы мезозоя—кайнозоя южного склона Карпат; 2 - терригенные породы неогена чехла Закарпатского прогиба; 3 - вулканические породы Выгорлат-Гутинской гряды; 4, 5 - участки полиметаллического гидротермального оруднения с современными источниками (4) и без источников (5) углекислых вод (1 - Ужгород, 2 - Великий Березный, 3 - Ставное, 4 - Турья Поляна, 5 - Синяк, 6 - Свалява, 7 - Косино, 8 - Берегово, 9 - Майдан, 10 - Вышково, 11 - Драгово, 12 - Новоселица, 13 - Кобылецкая Поляна, 14 - Рахов, 15 - Квасы); 6 - основные разломы

Формирование углекислоты и насыщенных ею вод можно было бы предположить следующим образом: под действием атмосферных агентов и бактериальной деятельности в зоне гипергенеза происходит разрушение рассеянных или жильных сульфидов с образованием серной кислоты [Шербаков, 1959]. Далее в результате взаимодействия ее с окружающими карбонатизированными породами в зависимости от физико-химических условий образуются гипс-ангидритовые и вторичные сульфидные зоны и свободная углекислота, которая дает начало мощным источникам кислых-углекислых агрессивных растворов, способствующих перераспределению карбонатов в пределах толщ большой мощности.

В случае окисления сульфидных руд в бескарбонатной обстановке резко агрессивные сернокислые растворы, образующиеся в зоне окисления при гипергенезе, не нейтрализуются карбонатами, а взаимодействуют с вмещающими породами, которые имеют в своем составе огромное количество неустойчивого легкооблизуемого материала. Здесь могут сформироваться в непосредственной близости от сульфидного тела сульфатная и монокварцитовая ассоциации.

Приведенная схема механизма процесса гипергенного минералообразования вполне может быть применима к мезозойско-кайнозойским породам Закарпатья и Восточных Карпат, так как в целом базируется на геологических фактах, имеющих место на этой территории: тесная связь источников углекислоты и окисляющихся сульфидных руд с карбонатизированными вмещающими породами, отсутствие источников углекислых вод в зонах гидротермального изменения бескарбонатных пород, наличие мощных зон алунитизации, огипсования, вторичной сульфидизации, карбонатизации и каолинизации на глубине.

Таким образом, в седиментогенезе первичный состав осадков Закарпатского прогиба формировался за счет сменяющихся во времени источников сноса материала с возникновением сначала петрогенной и затем туфогенной терригенных ассоциаций. На стадии диагенеза произошло образование и перераспределение карбонатов, сульфатов, сульфидов, унгваритовых тел в вулканитах.

Катагенетические изменения привели к интенсивной смектитизации ювенильного вулканогенного материала, преобразованию смешанослойных глинистых минералов опять-таки в сторону смектита. В эту стадию значительно перераспределились карбонатные минералы (стяжения, выполнение трещин, цементация). С процессами позднего катагенеза связано образование мощной зоны гидрослюдизации в основном ранне-среднемиоценовых пород в Чоп-Баямарской антиклинальной зоне.

Низкотемпературный гидротермальный метасоматоз наиболее ярко проявился в районах Берегово, Вьшкovo, Данилово, Драгово, Волиця, где сформировались такие минеральные ассоциации, как мономинеральные смектитовые, каолинитовая, отчасти гидрослюдистая и алунитовая. Образование и распространение по разрезу и по площади давсонита и цеолитов подвержены определенному литологическому контролю.

Различная минерализация связана с близкими по составу, но различающимися по структурам и строению породами. Так, давсонит развивается исключительно по кристаллокластическим, а цеолиты по витрокластическим разностям одинаковых по составу липаритовых туфов.

Воздействие различных процессов на одинаковые в вещественном и генетическом отношении породы приводит к образованию разных минеральных ассоциаций. Так, в тортонских морских липаритовых туфах при позднем катагенезе, гидротермальном метасоматозе и гипергенезе (серноокислотное выщелачивание) образуются три разные ассоциации глинистых минералов: гидрослюдистая, смектитовая и каолинитовая.

Длительное воздействие гипергенеза на породы повлекло за собой образование больших масс каолинита, алунита, гидроокислов и окислов железа, сульфатов и вторичных сульфидов.

ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНО-КАРПАТСКОГО РЕГИОНА В НЕОГЕНЕ—АНТРОПОГЕНЕ

Неогеновая толща Закарпатского прогиба образовалась в заключительную стадию формирования альпийской области. Ее литологический состав и фациальное строение являются результатом разрушения растущего в миоцене—антропогене горного сооружения Восточных Карпат и потому отражают историю развития Складчатой зоны как орогена. Зная минеральный состав, стадийность минералообразования, литологические особенности и фациальное строение всей толщи, мы можем подойти к изучению истории ее формирования. Восстановив первичный вещественный состав и условия образования молассовой толщи, можно определить этапы тектонического развития и соответствующие им комплексы отложений — формации.

Под формацией мы понимаем "естественный парагенетически связанный крупный комплекс фаций, приуроченный к определенной палеотектонической структуре и соответствующий определенной стадии геотектонического развития" [Тимофеев, 1970, с. 18]. Тектонические и климатические условия, создающие палеогеографическую ситуацию и в целом влияющие на вещественный состав и гранулометрию осадков в бассейне седиментации, являются, таким образом, основными факторами образования формаций и определяют ее нижнюю и верхнюю границы. Латеральное ограничение формации связано с площадью того структурно-седиментационного бассейна, в котором она образовалась. Бассейн седиментации может располагаться в одной или в нескольких сопряженных тектонических структурах.

В зависимости от особенностей фациального состава разрезов разных частей формации, обусловленных длительным развитием отличающихся друг от друга ландшафтных условий на отдельных площадях структурно-седиментационного бассейна, выделяются различные градации. Под градацией понимается "часть формации, которая характеризуется определенным строением разреза в зависимости от развития соответствующей части региона (структуры) в течение всего времени существования" [Тимофеев, 1970, с. 19].

В истории формирования неоген-антропогеновой молассовой толщи Закарпатья по различным критериям намечается ряд этапов и несколько рубежей, на которых происходили резкие изменения вещественного и фациального ее состава или некоторая перестройка структурного плана региона. В качестве основных факторов выделения формаций нами были взяты: палеоклиматические условия, характер и относительное положение бассейна седиментации, преобладающий генетический состав отложений, преимущественное распространение тех или иных минеральных ассоциаций, характер и особенности вулканизма (табл. 12). В раннем и на протяжении большей половины среднего миоцена молассовая толща Закарпатского прогиба накапливалась в основном в аридной климатической зоне, лишь начиная со среднего тортона (поздний бадений) климат стал гумидным. В начальный этап формирования моласс осадконакопление

Формация	Возраст	Климат	Бассейн седиментации	Отло- жения
Алловиально-пролю- виальная терриген- ная (6)	Q_{II-III}	Гумидный	Западная часть Мукачевской впадины	Континентальные
Алловиально-озерная вулканогенно-терри- генная угленосная (5)	$N_1^{s3} - Q_1$		Мукачевская впадина	
Прибрежно-морская вулканогенно-терри- генная (4)	N_1^{s1-2}		Мукачевская и частично Солот- винская впадины	
Морская вулканогенно- терригенная (3)	N_1^{t2-3}	Аридный	Закарпатский прогиб (весь)	Морские
Лагунно-мелководно- морская галоидно- вулканогенно-терри- генная (2)	N_1^{b-t}			
Алловиально-приб- режно-морская сульфатно-терри- генная (1)	N_1^a		Отдельные мелкие грабенообразные впадины	

концентрировалось в отдельных грабенообразных структурах, сначала в Мукачевской, а затем в Солотвинской впадинах. Начиная с гельветского века (ранний бадений) в прогибание вовлекается весь прогиб. Отчетливая дифференциация Закарпатья на две впадины происходит в начале раннего сармата, и постепенно во времени зоны максимального накопления осадков смещаются в западном направлении в сторону Восточно-Словацкой впадины.

Выше мы уже отмечали трансгрессивно-регрессивный характер всего разреза неогена Закарпатья. С позднего бурдигала (поздний карпатий) и до конца среднего сармата на рассматриваемой территории господствовали преимущественно морские условия осадконакопления с максимумом трансгрессии во второй половине тортона (поздний бадений). Континентальные ландшафты были здесь распространены начиная с конца сармата. Изменение палеогеографической ситуации, и в частности вовлечение Выгорлат-Гутинской зоны в область сноса терригенного материала, пов-

формаций

Минеральная ассоциация	Вулканизм	Этап геологического развития Восточно-Карпатского региона
Кварц-граувакковая терригенная смектит-гидрослодистая глинистая	Отсутствует	Максимум горообразования. Накопление наиболее крупнообломочных континентальных толщ
	Средний, основной эффузивный	Поднятия и денудация части территории. Накопление только континентальных часто угленосных толщ
	Кислый, средний эксплозивный и эффузивный	Распространение максимальной морской трансгрессии. Накопление относительно тонкообломочных толщ
Мезомиктово-кварцевая терригенная гидрослода-хлоритовая глинистая	Кислый эксплозивный	Заложение и начальный этап формирования прогибов. Накопление галоидно-терригенно-вулканогенных толщ

леклю за собой в начале сармата смену минеральных ассоциаций (терригенных и глинистых) с мезомиктово-кварцевой и гидрослода-хлоритовой на кварц-граувакковую и смектит-гидрослодистую. В течение всего раннего и среднего миоцена в Закарпатском прогибе очень можно проявлялся исключительно кислый вулканизм (главным образом эксплозивного характера), постепенно, начиная с раннего сармата, сменившийся андезитовым преимущественно эффузивным. Таким образом, рассмотрение особенностей строения осадочного чехла Закарпатского прогиба позволяет нам наметить пять поворотных моментов-рубежей в истории развития территории - это границы: аквитан-бурдигал, ранний-средний тортон, поздний тортон-ранний сармат, средний-поздний сармат, эоплейстоцен-плейстоцен. Толщи осадков, образовавшиеся в периоды между этими границами, выделены нами как формации (рис. 27, 28, 29, 30). Всего в неоген-антропогеновой толще Закарпатского прогиба выделено шесть формаций.

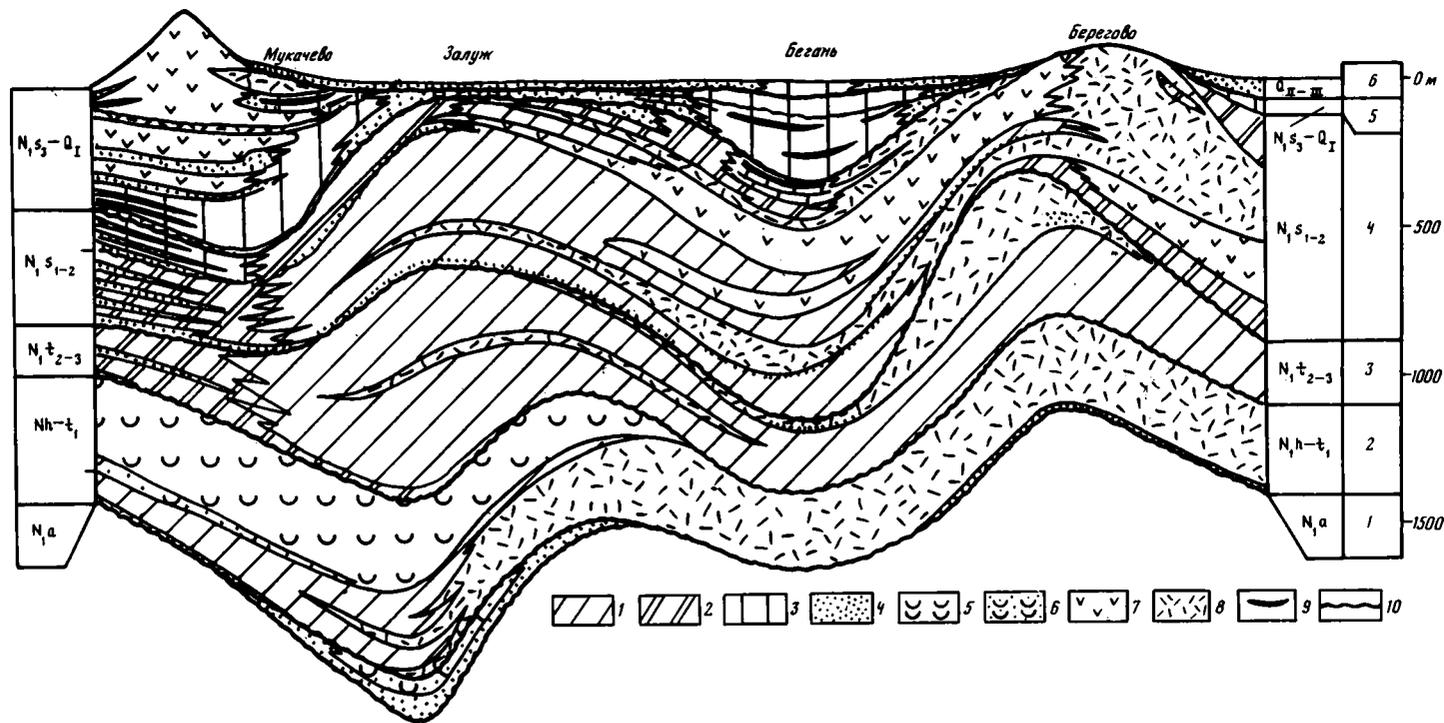


Рис. 27. Схематический формационный профиль по линии Мукачехо - Берегово (Мукачевская впадина)
 1 - отложения открытого мелководья моря; 2 - отложения прибрежной заливно-лагунной зоны моря; 3 - континентальные отложения; 4 - наиболее крупнообломочные (песчано-галечные) осадки различных фаций; 5 - пласты галогенных отложений; 6 - сульфатно-терригенные отложения; 7, 8 - вулканогенные отложения состава: 7 - среднего, 8 -

кислого; 9 - угленосные отложения; 10 - границы формаций. Формации: 1 - аллювиально-прибрежно-морская сульфатно-терригенная, 2 - лагунно-мелководно-морская галоидно-вулканогенно-терригенная, 3 - морская вулканогенно-терригенная, 4 - прибрежно-морская вулканогенно-терригенная, 5 - аллювиально-озерная вулканогенно-терригенная угленосная, 6 - аллювиально-пролювиальная терригенная

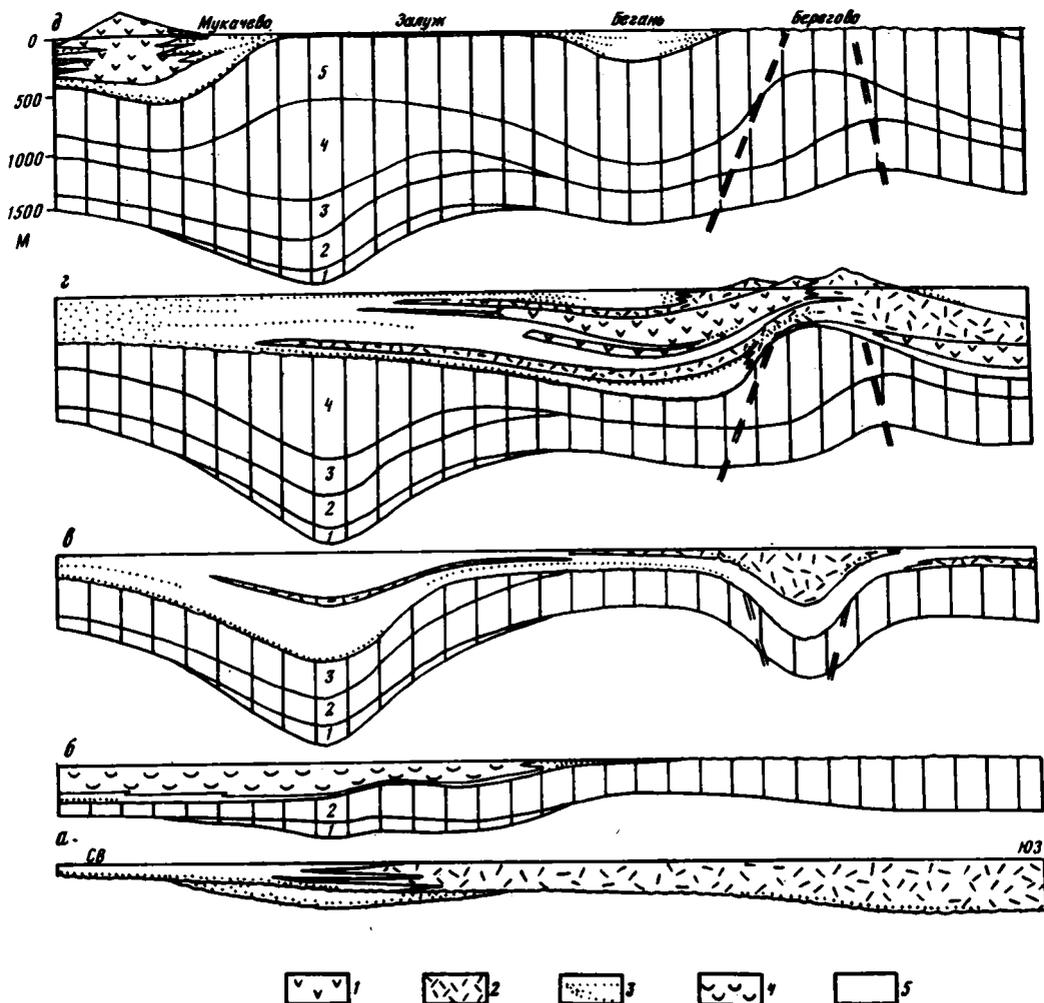


Рис. 28. Схематические палеотектонические профили по линии Мукачеве—Берегово

а — для конца гельветского времени (негровская, новоселицкая, водицкая свиты); б — для конца раннего тортон (теремлянская свита); в — для конца позднего тортон (солотвинская, тересвинская, басхевская свиты); г — для конца среднего сармата (доробратовская, луковская, алмашевская свиты); д — для конца эоплейстоцена (изовская, кошелевская, ильницкая, чопская свиты). 1, 2 — вулканиты: 1 — средние, 2 — кислые; 3 — крупнообломочные (песчано-галечные) породы; 4 — каменная соль; 5 — алевроито-глинистые породы.

Цифры на профилях: 1 — негровская свита, 2 — новоселицкая свита, 3 — теремлянская свита, 4 — отложения среднего—верхнего тортон, 5 — отложения нижнего—среднего сармата

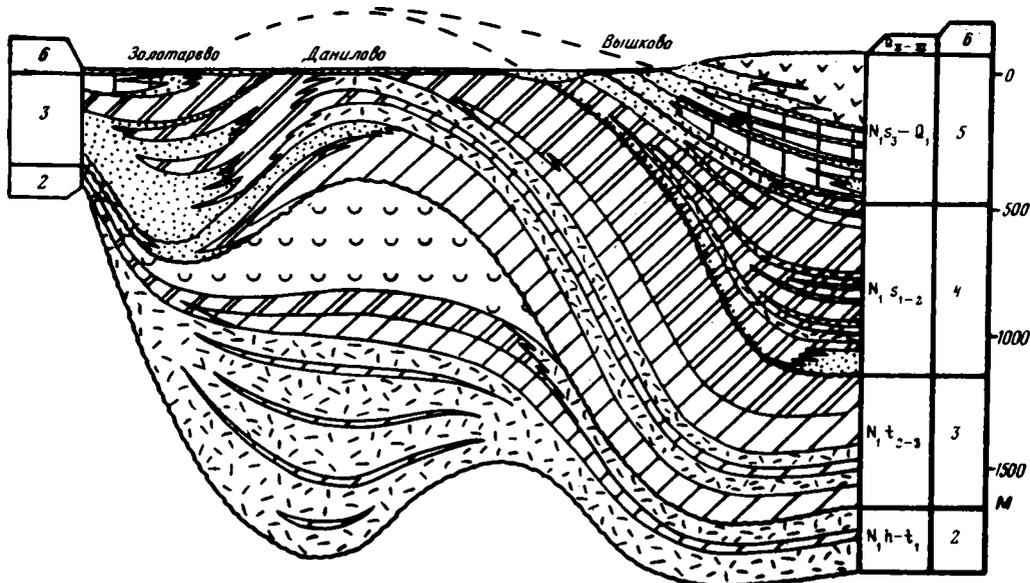


Рис. 29. Схематический формационный профиль по линии Золотарево-Вышкovo (Солотвинская впадина)

Условные обозначения см. на рис. 27

1. Аллювиально-прибрежно-морская терригенно-сульфатная аридная формация охватывает отложения негровской свиты нижнего миоцена (аквитан), залегающие в виде изолированной линзы в центре Мукачевской впадины. В кровле и подошве она ограничена размывами и стратиграфическими перерывами. Формация сложена в нижней части аллювиально-дельтовыми, реже аллювиально-пролювиальными отложениями, в верхней - заливно-мелководно-морскими, иногда сульфатными осадками; характеризуется наличием небольшого количества кислых туфов. Вещественный состав песчаных пород отвечает кварц-мезомиктовому типу. Глинистые минералы представлены гидрослюдой и хлоритом, редко с примесью каолинита. Эта нижняя сульфатно-терригенная формация Закарпатья может быть сопоставлена, с одной стороны, с нижнекарпатскими терригенными участками соленосными отложениями Восточно-Словацкой впадины (рис. 31), а с другой - с очень мощной толщей соленосно-терригенных лагунных и мелководно-морских аридных отложений поляницкой и воротыщенской свит Предкарпатского прогиба (рис. 32). Образование рассматриваемой формации в Закарпатье связано с начальным моментом заложения прогиба, когда осадконакопление осуществлялось лишь локально, а основная часть территории прогиба представляла собой область размыва. В Восточной Словакии в это время накопление терригенного материала шло на больших площадях, а в Предкарпатье было проявлено максимально.

2. С заложения собственно Закарпатского внутреннего прогиба как самостоятельной крупной тектонической структуры началось формирование лагунно-мелководно-морской галоидно-вулканогенно-терригенной

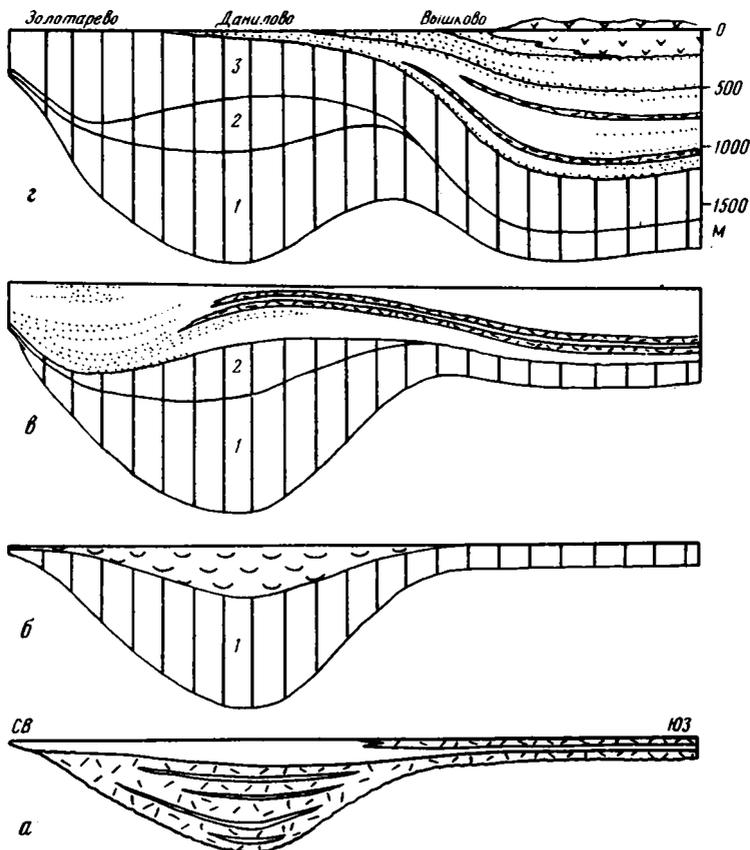


Рис. 30. Схематические палеотектонические профили по линии Золотарево—Вышково
 а — для конца гельветского времени (новоселицкая, водицкая свиты); б — для конца раннего тортон (терелянская свита); в — для конца позднего тортон (солотвинская, тересвинская, басхевская свиты); г — для конца левантина (доробратовская, луковская, алмашевская, изовская, кошелевская, ильницкая свиты). Условные обозначения см. на рис. 28

аридной формации, объединяющей отложения буркаловской, новоселицкой, водицкой и терелянской свит верхнего бурдигала—нижнего тортон (верхний карпатий—средний бадений). По-видимому, в первые моменты образования структуры прогибание было сосредоточено в восточной части Солотвинской впадины, где накапливались терригенные морские отложения буркаловской свиты и терешульские аллювиально-пролювиальные конгломераты. С начала гельвета (бадения) прогибание охватило всю территорию прогиба, причем максимальные мощности осадков отмечены в центральной, осевой, зоне прогиба. Формация ограничена в основании четким региональным разрывом, отделяющим почти на всей территории складчатое мезозойско-палеогеновое основание от чехла. В кровле граница несогласия наиболее ярко проявляется на антиклинальных структу-

рах. Формация в целом распространена по всему прогибу, сложена терригенными и кислыми вулканогенными мелководно-морскими отложениями в нижней части и соленосными (главным образом) осадками в верхней. Строение ее довольно однородно по всей территории без подразделения на резкообособленные по типам разрезов градации. Это связано с однообразием условий седиментации в отдельные конкретные промежутки времени. Вещественный состав терригенных пород отвечает в основном кварц-мезомиктовому типу; состав глинистых фракций обычно гидрослода-хлоритовый при подчиненном содержании смектита. Лагунно-мелководно-морская формация Закарпатья может быть сопоставлена с распространенным в Восточно-Словацкой впадине комплексом карпатско-среднебаденских терригенных и кислых вулканических образований, содержащим в верхней части разреза эвапоритовые отложения (см. рис. 31). В Предкарпатском прогибе ей соответствует терригенно-эвапоритовая толща добратовской, стebникской, баличской, богородчанской и тираской свит гельвет-тортонского возраста (см. рис. 32).

3. Морская вулканогенно-терригенная гумидная формация объединяет отложения солотвинской, тересвинской и басхевской свит среднего-верхнего тортона (верхний бадений). Формация распространена по всему прогибу и в краевых его частях ложится с угловым несогласием на отложения гельвета и нижнего тортона. Максимальное накопление осадков второй половины тортона сосредоточено в северной части прогиба. Верхняя ее граница определяется размывом в основании сарматской толщи. В северной части Закарпатского прогиба, вдоль области Складчатых Карпат, формация сложена преимущественно мелководно-морскими, дельтовыми, прибрежно-морскими, в меньшей степени озерными и редко озерно-болотными и болотными отложениями, образующими терригенную прибрежно-морскую градацию. В центральной части прогиба распространена морская терригенно-вулканогенная градация. С рассматриваемой формацией связаны исключительно кислые вулканогенные образования, распространенные по всей территории прогиба, но максимально сконцентрированные в южной части Мукачевской впадины, где они слагают вулканогенную градацию. Вещественный состав песчаных пород преимущественно кварц-мезомиктовый; состав глинистых фракций гидрослода-хлоритовый с примесью смектита и каолинита. Морская терригенно-вулканогенная гумидная формация может быть сопоставлена с терригенными и кислыми вулканогенными отложениями верхнего бадения Восточно-Словацкой впадины (см. рис. 31) и с терригенными отложениями козовской свиты верхнего тортона Предкарпатья (см. рис. 32). Образование формации связано с наибольшей трансгрессией почти по всему Восточно-Карпатскому региону в конце тортонского века.

4. Прибрежно-морская вулканогенно-терригенная слабоугленосная гумидная формация включает отложения добратовской, луковской и алмашевской свит нижнего-среднего сармата. Она распространена в основном в Мукачевской впадине, в Солотвинской же занимает лишь ее южную и восточную части. Максимум накопления терригенно-вулканогенного материала смешается в южную часть прогиба. Рассматриваемая формация начинается трансгрессивной морской толщей добратовской свиты и заканчивается заливно-лагунными и озерно-болотными отложе-

ниями регрессивной алмашевской свиты. В северной части распространена дельтово-прибрежно-морская терригенная, в центре - заливно-мелководно-морская угленосная и на юге - терригенно-вулканогенная мелководно-морская градации, повторяющие в целом план формационного строения позднеюртурского этапа. С сарматскими отложениями связан как кислый, так и андезитовый вулканизм, причем на конечной стадии развития формации средний вулканизм явно преобладает. Состав терригенных пород сармата преимущественно кварц-граувакковый; глинистые минералы представлены смектитом и гидрослюдой с примесью каолинита и хлорита. Прибрежно-морская формация Закарпатья может быть сопоставлена с терригенно-вулканогенной в верхах угленосной толщей сармата Восточной Словакии и с терригенной дашевской свитой Предкарпатского прогиба (см. рис. 32). Образование формации связано с перестройкой структурного плана Закарпатского прогиба (воздыманием большей части Солотвинской впадины) и, возможно, с интенсификацией поднятия Восточных Карпат. В Предкарпатье в это время основная область прогибания и седиментации смещается из внутренней зоны прогиба во внешнюю.

5. Аллювиально-озерная вулканогенно-терригенная угленосная гумидная формация включает в себя отложения изовской, кошелевской, ильницкой и чопской свит верхнего сармата-эоплейстоцена. Слагающие ее горизонты распространены практически только в Мукачевской впадине и представлены комплексом аллювиальных, пролювиальных, озерных, озерно-болотных, болотных и вулканических континентальных отложений. Максимум накопления осадков и вулканизма в плиоцене смещается в периферическую зону прогиба, окаймляя Мукачевскую впадину с севера и востока и образуя здесь вулканогенно-терригенную континентальную градацию. Состав вулканогенного материала в основном средний, редко основной или кислый. Южнее в центральной части прогиба распространена аллювиально-озерная угленосная градация. В нижней части формации преобладают отложения крупного пресноводного водоема, постепенно во времени разобшающегося на отдельные озера и аллювиально-озерные долины. Верхняя граница формации совпадает с отчетливым региональным размывом в основании плейстоценовых отложений. Вещественный состав терригенных пород меняется от кварцевых граувакк в низах формации до собственно граувакк в ее верхах; глинистые минералы представлены в основном смектитом, меньше гидрослюдой с примесью каолинита или хлорита. Континентальная формация верхнего сармата-эоплейстоцена Закарпатья соответствует аллювиально-озерным континентальным отложениям плиоцена Восточно-Словадской впадины (см. рис. 31, 32). В Предкарпатье в это время отсутствуют осадконакопления и размыв образованных ранее отложений.

6. Аллювиально-пролювиальная терригенная формация, венчающая молассовый разрез Закарпатского прогиба, объединяет отложения плейстоцена. Формация распространена в основном в Мукачевской впадине и сложена наиболее грубообломочными терригенными осадками, что отражает существование в это время наиболее высокого горного рельефа в области сноса за всю историю существования прогиба. В предгорной ча-

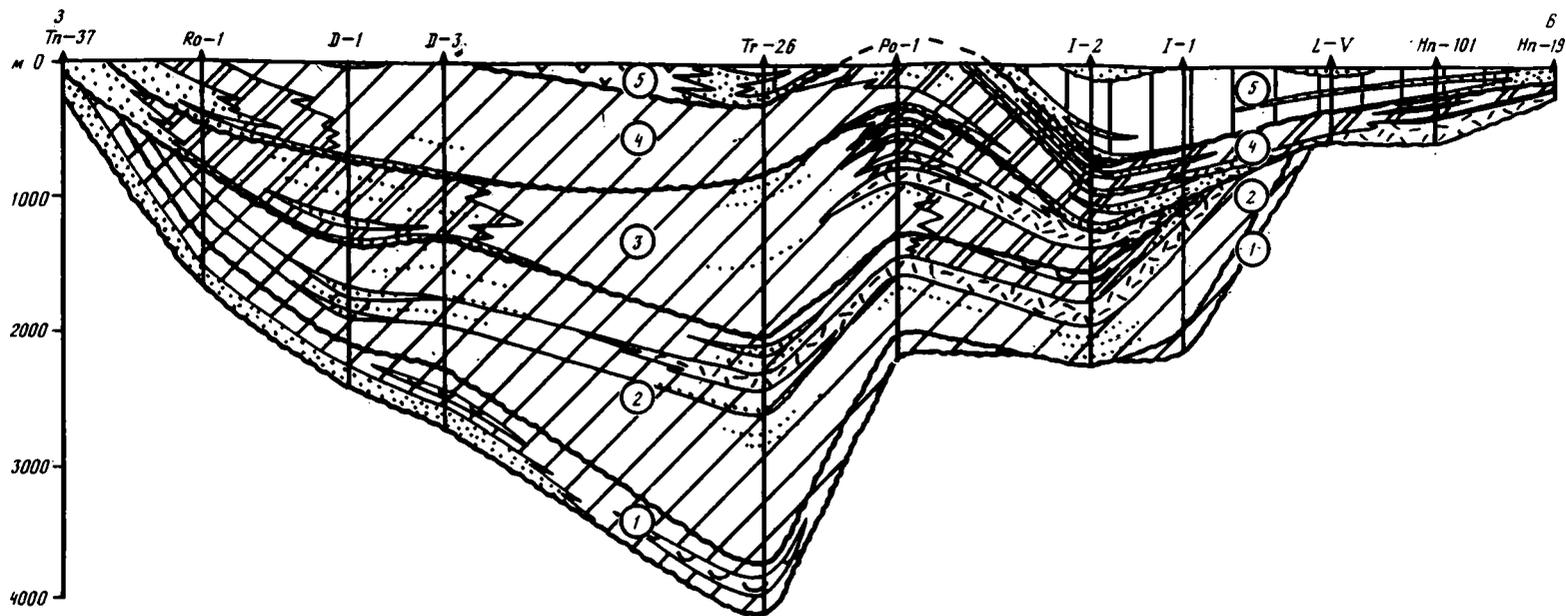


Рис. 31. Схематический формационный профиль через центральную часть Восточно-Словацкой впадины

Условные обозначения см. на рис. 27. Цифры на профиле – толщи, сопоставимые с формациями неогена Закарпатского прогиба (см. табл. 12)

Ярус		Восточно-Словацкая впадина	Закарпатский прогиб		Предкарпатский прогиб		Формации
			Мукачевская впадина	Солотвинская впадина	Внутренняя зона	Внешняя зона	
Голоценовый							6
Плейстоценовый			Чопская				
Эоплейстоценовый			Ильишская				
Левантинский	Дакский						
	Румынский						
Киммерийский	Понт						
Понтический							
Мэотический	Панноний					4	
Сарматский	Сарматий	Изювская					
		Алмашевская					
		Луковская			Лашавская		
		Добратовская					
Тортонский	Баденит	Басхевская				3	
		Тересвинская			Косовская		
		Солотвинская					
Гельветский		Баденит	Тереблянская			Тирасская	2
			Водичская			Богородчанская	
Бурдигальский		Карпатий	Новоселицкая			Балицкая	1
					Стебницкая		
Аквитанский	Оттнангий		Буркаловская		Добратовская		
			Негровская		Ворытшиенская		
Аквитанский	Эгенбургий				Полянцкая		
		Эгерий			Кросненская		

Рис. 32. Схема сопоставления стратиграфических и формационных подразделений Предкарпатского, Закарпатского прогибов и Восточно-Словацкой впадины

формации 1 – 6 см. в табл. 12

сти, на севере территории, разрезы сложены исключительно аллювиальными и пролювиальными отложениями, образующими своеобразную градацию. Южнее появляются прослои и линзы озерных и озерно-болотных отложений. Практически на всей территории, окаймляющей Восточные Карпаты, с плейстоцен-голоценовым этапом геологической истории связано образование наиболее грубообломочных отложений, сопоставимых по своим особенностям с закарпатскими.

Таким образом, в Закарпатском прогибе начиная со среднего тортон-

на на севере региона располагались континентальные или прибрежно-морские градации, центральные и южные участки прогиба слагались на ранних этапах морскими, позднее прибрежно-морскими и, наконец, континентальными отложениями, которые дают градации другого типа.

На основании рассмотренных формаций и их сравнения по всему Восточно-Карпатскому региону в истории его развития в орогенную стадию можно выделить несколько крупных этапов (см. табл. 12). Первый – соответствующий заложению и начальному этапу формирования прогиба (первая и вторая аридные терригенно-эвапоритовые формации): Второй – отвечающий распространению по всей территории максимальной трансгрессии и установлению наиболее глубоководных условий седиментации (третья и четвертая терригенные формации). Третий – денудация части территории, распространение континентальных условий осадконакопления и максимум торфонакопления (пятая континентальная угленосная формация). Четвертый – эпоха максимального горообразования и накопления наиболее грубообломочных толщ (шестая аллювиально-пролювиальная формация).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя результаты изучения фациального строения, вещественного состава, стадийности минералообразования и этапности развития неоген-антропогеновых отложений Закарпатского прогиба, можно отметить следующее.

1. Неоген-антропогеновая толща Закарпатья сложена пестрыми комплексами терригенных, вулканогенных и хемогенных континентальных и морских отложений, образовавшихся как в аридном, так и в гумидном климате. В целом на фоне смен трансгрессий и регрессий можно отчетливо видеть регрессивный тип развития толщи.

2. Формирование вещественного состава неогена Закарпатья происходило за счет воздействия процессов седиментогенеза, литогенеза, гидротермального метасоматоза и гипергенеза, каждый из которых привел к образованию определенной минеральной ассоциации.

В седиментогенезе первичный состав отложений формировался за счет разрушения палеозойских и мезозойско-кайнозойских пород питающей провинции. В зависимости от конкретных областей сноса, меняющихся во времени, терригенные породы неогена имеют либо существенно кварцевый (петрогенная ассоциация), либо граувакковый состав (туфогенная ассоциация), а глинистые ассоциации меняются от преимущественно гидрослодистой в раннем-среднем миоцене до главным образом смектитовой начиная с сармата. Диагенетические изменения привели к образованию и перераспределению таких соединений, как карбонаты, сульфаты, сульфиды, окислы.

В катагенезисе сформировалась мономинеральная гидрослодистая ассоциация, отмечены интенсивная смектитизация туфогенного материала и многостадийное перераспределение карбонатных минералов.

Очень сильное влияние на формирование вещественного состава неогеновой толщи оказала проработка ее постмагматическими низкотемпературными растворами. В эту стадию образовались такие минералы, как давсонит, цеолиты, частично алунит, сульфаты, многие мономинеральные глинистые ассоциации – смектитовая, гидрослодистая, каолинитовая.

Длительное влияние атмосферных агентов при гипергенезе привело к формированию больших масс каолинита, алунита, гидроокислов, окислов, сульфатов и др.

3. Постседиментационные преобразования неодинаково проявляются в различных толщах и литологических типах пород. Максимальным изменениям при практически всех стадиях подвержены вулканические образования и отложения, обогащенные туфогенным материалом. Различная минерализация может быть связана также с близкими по составу, но с разными по структурам породами (давсонит развивается исключительно по кристаллокластическим, а цеолиты только по витрокластическим разновидностям одинаковых по составу липаритовых туфов). В осадочных и вулканогенно-осадочных породах максимальные изменения при гидротермальном метасоматозе связаны главным образом с наиболее крупнообломочными и, следовательно, наиболее проницаемыми для растворов породами (окремнение, каолинитизация). Воздействие различных процессов

на одинаковые в вещественном и генетическом отношении породы приводит к образованию разных минеральных ассоциаций. Так, в торгонских липаритовых морских туфах при позднем катагенезе, гидротермальном метасоматозе и гипергенезе образуются три разные ассоциации глинистых минералов – соответственно гидрослюдистая, смектитовая и каолининовая.

4. Неоген–антропогеновая толща Закарпатья сложена шестью формациями, отличающимися друг от друга фациальным и вещественным составом, типом вулканизма, площадью бассейнов седиментации и ограниченными сверху и снизу поверхностями размывов. Эти формации отражают определенные крупные этапы тектонического развития территории. Сопоставление формаций неогеновой толщи Закарпатья с соответствующими горизонтами Предкарпатья и Восточной Словакии позволяет проследить эти этапы по всему Восточно–Карпатскому региону.

Литература

- Алферьев Г.П., Кудрин Л.Н. О терешульских конгломератах и новоселищском горизонте туфов Закарпатья // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1956. Т. 109, № 4. С. 523 - 526.
- Билонийка П.М., Костик В.А. О происхождении гидростуд из соленосных отложений Предкарпатского прогиба (по данным определения их абсолютного возраста) // Геология и геохимия соленосных формаций Украины. Киев: Наук. думка, 1977. С. 53 - 65.
- Бондарчук В.Т. Тектоника Карпат. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. 114 с. (Тр. ИГН АН УССР; Вып. 10).
- Вадас Э. Геология Венгрии. М.: Мир, 1964. 530 с.
- Венглинский И.В. Биостратиграфия миоцена Закарпатья по фауне фораминифер. Киев: Наук. думка, 1962. 182 с.
- Венглинский И.В. Фораминиферы и биостратиграфия миоценовых отложений Закарпатского прогиба. Киев: Наук. думка, 1975. 262 с.
- Вознесенский А.И. Седиментогенез плиоценовых угленосных отложений Закарпатского прогиба // Угольные бассейны и условия их формирования: Тез. докл. Львов, 1980. Ч. 1. С. 67 - 69.
- Вознесенский А.И. Особенности условий образования миоцен-плиоценовых угленосных отложений Закарпатья // Угольные бассейны и условия их формирования. М.: Наука, 1983. С. 123 - 127.
- Вялов О.С., Гавура С.П., Данинш В.В. История геологического развития Украинских Карпат. Киев: Наук. думка, 1981. 176 с.
- Вялов О.С., Пишванова Л.С., Петрашкевич М.И., Гришкевич Г.Н. Схема стратиграфии миоцена Закарпатья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 37, № 5. С. 126 - 134.
- Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. 486 с.
- Геология СССР. М.: Недра, 1966. Т. 18, ч. 1. 540 с.
- Градусов Б.П. Рентгеноструктурные методы изучения смешанослойных минералов // Почвоведение. 1972. № 12. С. 56 - 61.
- Граувакки. М.: Наука, 1972. 256 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 238).
- Гришкевич Г.Н. Сарматские отложения Закарпатской области УССР // Геол. сб. Львов. геол. о-ва. 1956 № 23. С. 158 - 180.
- Гуревич К.Я. Даниловская опорная скважина // Опорные скважины СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1960. С. 284 - 332. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 24).
- Данилович Л.Г. Кислый вулканизм Карпат. Киев: Наук. думка, 1976. 156 с.
- Дранко И.И. Первичная зональность на Береговском полиметаллическом месторождении и возрастное соотношение алунизации с полиметаллическим оруднением // Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья: Тез. докл. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. С. 57 - 60.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 295).
- Елисеев Н.А. Метаморфизм. М.: Недра, 1963. 428 с.
- Зайцева В.Н., Венглинский И.В. Биостратиграфия миоценовых моласс

Закарпатского внутреннего прогиба // Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья: Тез. докл. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. С. 17 - 20.

Зеленов К.К. Вулканы как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 213 с.

Зхус И.Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М.: Наука, 1966. 280 с.

Короновский Н.В., Милановский Е.Е. К вопросу о возрасте стратовулканов Синяк и Боллилов-Дол (Закарпатье) // Очерки по геологии Советских Карпат. М.: Изд-во МГУ, 1966. Вып. 1. С. 115 - 125.

Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилкойской впадины и Западного Верхоялья. М.: Наука, 1962. 204 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 63).

Кречковский З.С., Теплов В.П. О находке гейзеритов в Закарпатье // Проблема геологии и рудоносности неогена Закарпатья: Тез. докл. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. С. 44 - 46.

Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Барышников Э.К., Малыгина О.А. Минералогия Закарпатья. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1963. 612 с.

Лазаренко Э.А. Схема возрастной и генетической классификации неогеновых постмагматических образований Закарпатья // Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья: Тез. докл. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. С. 62-65.

Лазаренко Э.А., Сливко М.М. Цеолиты Закарпатья // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1961, № 15. С. 182 - 189.

Малеев Е.Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. М.: Наука, 1964. 250 с.

Малеев Е.Ф. Вулканыты. М.: Недра, 1980. 240 с.

Маржинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. М.: Наука, 1977. 211 с.

Маслякевич Я.В., Левитский Б.П., Зайцева В.Н. Новые данные по давсонитам Закарпатья // Геол. журн. 1976. Т. 36, № 4. С. 141 - 144.

Мельников В.С., Фишкин М.Ю. Характеристика некоторых гидрослюд Береговского холмогорья (Закарпатье) // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1967. № 21. С. 277 - 281.

Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. М., 1960. 520 с.

Петрашкевич М.И. Геологическое строение и нефтегазоносность Закарпатского внутреннего прогиба. М.: Недра, 1968. 190 с. (Тр. УкрНИГРИ; Вып. 21).

Сасин Г.Г. Генетические типы алунитовой минерализации Берегово-Беганьского района // Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья: Тез. докл. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. С. 71 - 74.

Соболев В.С., Фишкин М.Ю. Метасоматическая зональность и процессы образования алуниита // Минерал. сб. Львов. геол. о-ва, 1953. № 7. С. 126 - 131.

Теплов В.Н. Некоторые вопросы палеогеографии юго-западного Закарпатья в верхнем миоцене и плиоцене // Проблемы геологии и рудоносности неогена Закарпатья: Тез. докл. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1966. С. 23 - 26.

Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба. М.: Наука, 1964. 340 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 94).

Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. М.: Наука, 1969. 420 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 197).

Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования. М.: Наука, 1970. 156 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 198).

Чернов В.Г. Сравнительный анализ тектонического развития Прикарпатского краевого и Закарпатского внутреннего прогибов // Материалы П конгр. Карпато-Балкан. геол. ассоц.: Тектоника. Киев: Наук. думка, 1980. С. 234 - 241.

Щерба В.М., Щерба А.С. Разломная тектоника Закарпатского прогиба // Разломная тектоника Предкарпатского и Закарпатского прогибов и ее влияние на распределение залежей нефти и газа. Киев.: Наук. думка, 1976. С. 90 - 103.

Щербаков А.В. Роль экзогенного метаморфизма в формировании природных газов литосферы и подземной гидросферы // Вопросы гидрогеологии и инженер. геологии. 1959. Сб. 16. С. 85 - 96.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая. Литолого-стратиграфический очерк неоген-четвертичных отложений Закарпатского прогиба	5
Глава вторая. Тектоника, вулканизм, магматизм и постмагматические изменения неоген-четвертичных пород Закарпатского прогиба	16
Глава третья. Генетические типы, фации и макрофации неоген-четвертичных отложений Закарпатского прогиба	19
Глава четвертая. Палеогеография Закарпатского прогиба в миоцене—антропогене	40
Глава пятая. Общая минералогическая характеристика неогеновой толщи Закарпатского прогиба	61
Глава шестая. Стадийность минералообразования и особенности формирования вещественного состава осадочного чехла Закарпатского прогиба	73
Глава седьмая. Этапы геологического развития Восточно-Карпатского региона в неогене—антропогене	91
Заключение	103
Литература	105

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one	
Lithologo-stratigraphic outline of Neogene-Quaternary deposits in the Trans-Carpathian foredeep	5
Chapter two	
Tectonics, volcanicity, magmatism and posemagatic changes of Neogene-Quaternery rock in the Trans-Carpathian foredeep	16
Chapter rhtee	
Genetic types, facies and macrofacies of Neogene-Quaternary deposits in the Trans-Carpathian foredeep	19
Chapter four	
Palaeogeography of the Trans-Carpathian foredeep in Miocene-Anthropogen time	40
Chapter five	
General mineralogic characteristics of Neogene in the Trans-Carpfthian foredeep	61
Chapter six	
Phases of mineral formation of material composition of sedimentary cover in the Trans-Carpathian foredeep	73
Chapter seven	
Stages of geological evolution of East-Carpnthian tegion in Neogene-Anthropogen time	91
Conclusion	103
References	105

Научное издание

ВОЗНЕСЕНСКИЙ Александр Игоревич

**ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЗАКАРПАТСКОГО ПРОГИБА**

Труды, вып. 422

Утверждено к печати

Ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор А.В. Копп. Художественный редактор И.Д. Богачев

ИБ № 37436

Подписано к печати 20. 05. 88. Т – 07425. Формат 70 x 100 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печ.л. 9,1 + 0,8 вкл. Усл.кр.-отт. 10,2. Уч.-изд.л. 8,9.

Тираж 700 экз. Тип. зак. 440. Цена 1р. 80к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В издательстве "Наука" готовятся к выпуску книги:

Геодинамика Кавказа. 20 л.

В книге отражены наиболее важные направления тектонических исследований, проводимых на Кавказе академическими, производственными и другими организациями. Освещены проблемы геодинамики Кавказа и закономерностей размещения полезных ископаемых, региональной геологии, офиолитов и строения земной коры Кавказа в прошлом и настоящем, неотектоники, сейсмичности и прогноза землетрясений.

Для тектонистов, геологов широкого профиля, геофизиков и специалистов по полезным ископаемым.

Дергунов А.Б. Каледониды Центральной Азии. 20 л.

Монография является первым обобщенным описанием стратиграфии, магматизма и тектоники каледонид Алтае-Саянской области и Западной Монголии на основе современных представлений об океанической природе офиолитов и признания большой роли горизонтальных движений. В ней описано строение древнего, докаледонского, обрамления, меланократового основания и самих каледонских покрово-складчатых сооружений, дана история формирования и сравнительная характеристика каледонид Казахстана и Соединенной Атлантики.

Для геологов, интересующихся региональной геологией и тектоникой.

Карякин Ю.В. Геодинамика формирования вулканогенных комплексов Малого Кавказа. 12 л.

В книге показана альпийская история Малого Кавказа. Выделены два этапа. Обосновано существование трех областей осадконакопления и магматизма на первом этапе. Геодинамика второго этапа обусловлена взаимодействием блоков-фрагментов доколлизийных структур. Вращательными движениями блоков на ранней стадии этапа вызвано возникновение узких и локальных зон растяжения, маркирующихся вулканически активными прогибами. В заключительную стадию формируются наложенные амагматические межгорные молассовые прогибы, разделенные вулканическим поднятием.

Для геологов, тектонистов, вулканологов.

1 p. 80 к.

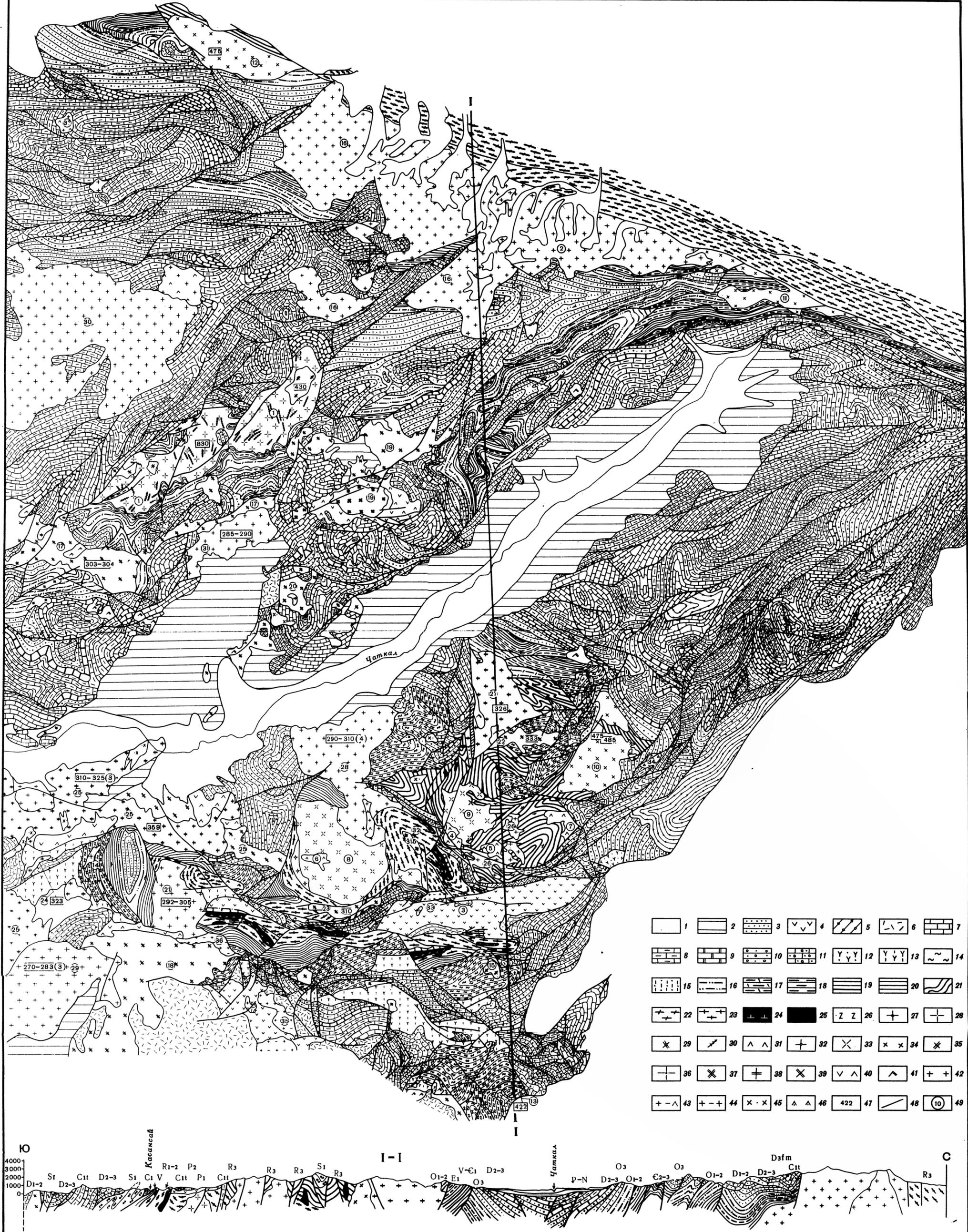


Рис. 41. Схематическая структурно-геологическая карта Чаткальского сектора Среднего Тянь-Шаня. Составил Г.И. Макарычев с использованием материалов М.Д. Гесь, И.И. Войтовича, В.И. Долматова, И.Л. Тесленко, В.Ф. Храмова и др.

1 - четвертичные отложения; 2 - палеоген-неоген; 3 - верхняя пермь: риолиты, фельзиты, туфы; нижняя пермь: 4 - конгломераты, андезитовые порфириты, дацитовые порфириты, туфы, 5 - гравелиты, песчаники, известняки; 6 - средний карбон, минбулакская свита: андезитовые и диабазовые порфириты, туфы, туфоангидриды; 7 - визейский ярус: известняки; 8 - турнейский ярус: известняки и доломиты; 9 - фаменский ярус: доломиты и известняки; средний-верхний девон: 10 - толькубашская свита: красноцветные конгломераты и песчаники, 11 - песчаники, алевролиты, доломиты, известняки; нижний девон - эйфельский ярус: 12 - конгломераты, песчаники, агломеративные туфы, 13 - андезитовые порфириты и их туфы, дацитовые порфириты, песчаники; 14 - нижний силур: песчаники, глинистые сланцы, спилиты и диабазы; 15 - верхний ордовик, авторская свита: алевролиты, глинистые сланцы, линзы известняков и конгломератов; 16 - средний и верхний ордовик: глинистые и кремнистые сланцы; 17 - верхний и средний кембрий: известняки; 18 - нижний кембрий: кремнистые, углито-кремнистые сланцы; 19 - венд (?) - нижний кембрий: тиллитоподобные конгломераты, песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, линзы диабазовых и андезитовых порфиритов; 20 - венд (?) - нижний палеозой нерасчлененные; 21 - верхний рифей, каратерекская свита: зеленые сланцы, спилиты и диабазы; 22 - верхний рифей Северного Тянь-Шаня: сланцы; 23 - средний-нижний рифей, касанская свита: эклогиты, амфиболиты, гнейсы, слюдяные сланцы, мраморы; 24 - дорифейский меланократовый метаморфический комплекс; 25 - протрузии серпентинитов

Интрузивные комплексы: 26 - сууктепинский среднерифейский комплекс: диорито-гнейсы, кварцевые диориты; 27 - музбельский позднерифейский комплекс: плагиограниты, кварцевые диориты; 28 - бешторский позднерифейский комплекс (вторая стадия): граниты, адамеллиты; 29 - бешторский позднерифейский комплекс (первая стадия): гранодиориты порфиробластические;

30 - тундуский позднерифейский вулканоплутонический комплекс: дайки диабазов, конгадиабазов и метадиабазов; 31 - средне-терекский венд (?) - раннепалеозойский комплекс: диориты и кварцевые диориты; 32 - зексайский раннепалеозойский комплекс (вторая стадия): лейкократовые граниты; 33 - то же (первая стадия): гранодиориты, гранодиорито-гнейсы; 34 - алабунский ордовикский комплекс: плагиограниты; 35 - сумсарский силурийский комплекс: гранодиориты, граниты; 36 - кытайульдинский среднедевонский комплекс: гранодиориты, граниты; 37 - сандалаш-чаткальский среднекаменноугольный комплекс (пятая стадия): литы, гранодиориты, кварцевые монзониты; 38 - то же (четвертая стадия): гранодиориты и граниты; 39 - то же (третья стадия): гранодиориты, кварцевые диориты; 40 - то же (вторая стадия): монзониты и монзониты; 41 - то же (первая стадия): диориты и кварцевые диориты; 42 - алмасайский позднекаменноугольный комплекс: граниты и гранодиориты; 43 - пермо-триасовый (?) комплекс малых интрузивов: сиенит-порфириты, граносиениты, граносиенит-порфириты, сиенит-диориты; 44 - то же: гранит-порфириты, кварцевые порфириты, фельзит-порфириты; 45 - то же: гранодиорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты; 46 - то же: диорит-порфириты, лампрофиты, габбро; 47 - радиологические данные, в скобках количество определений; 48 - разрывы; 49 - интрузивные массивы. Цифры на карте: 1 - Бештор-Тундуский, 2 - Музбельский, 3 - Алмабунский, 4 - Верхне-Сокурбельский, 5 - Среднетерекский, 6 - Кочкоротинский, 7 - Кумбелташский, 8 - Зексайский, 9 - Карагаджинский, 10 - Алабунский, 11 - Кур-5 - Среднетерекский, 12 - Аксайский, 13 - Сумсарский, 14 - Кытайульдинский, 15 - Карагаджинский, 16 - Монасский, 17 - Изыч-Каракуруматорский, 18 - Ангренский, 19 - Средне-Сандалашский, 20 - Нижне-Сандалашский, 21 - Раватский, 22 - Чакырторский, 23 - Агдугульский, 24 - Четкисайский, 25 - Акбулакский, 26 - Сокурбельский, 27 - Кызылторский, 28 - Туюзский, 29 - Арашанский, 30 - Май-дантальский, 31 - Алмасайский, 32 - Каттасарайский, 33 - Нижне-Терекский, 34 - Мискенский, 35 - Кугалпский, 36 - Чалкидинский, 37 - Ирисукий

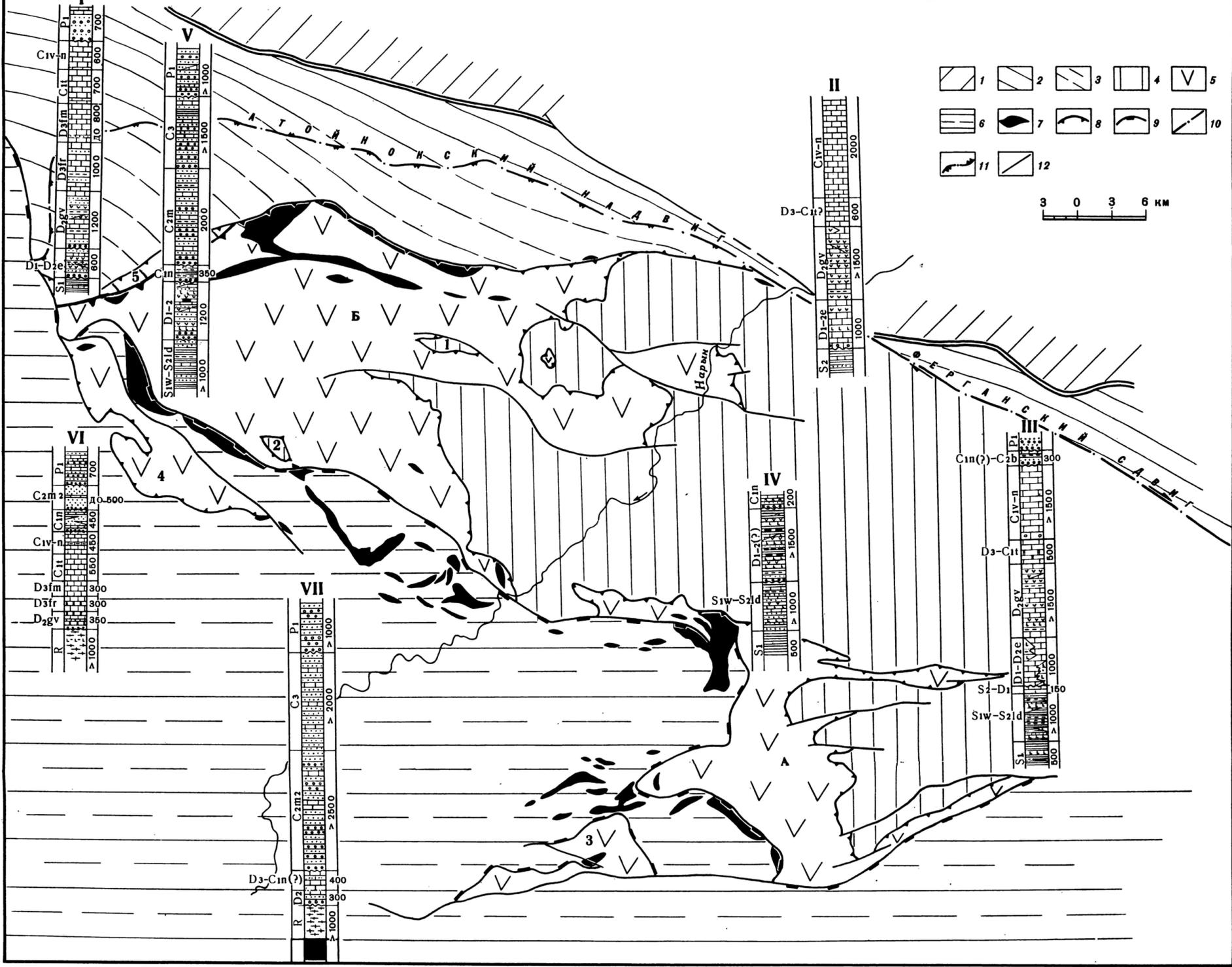


Рис. 40. Схема тектонического строения Северной Ферганы

1 - докембрийско-каледонская складчатая зона Северного Тянь-Шаня; 2 - каледонско-раннегерцинская складчатая зона Среднего Тянь-Шаня; 3 - то же, под покровом Южного Тянь-Шаня; 4 - автохтонный комплекс ранней палеозойской зоны Южного Тянь-Шаня; 5 - аллохтонный комплекс ранних покровов; 6 - аллохтонный комплекс поздних покровов; 7 - выходы пород меланократового фундамента; 8 - надвиговая поверхность ранних покровов; 9 - надвиговая поверхность поздних покровов (Запад-

но-Карасуйский пазит); послепермские нарушения; 10 - Ферганский сдвиг, 11 - Атойнокский пазит, 12 - сбросы и взбросы. Цифры и буквы на схеме: тектонические окна (1 - Оялма, 2 - Акджол, 3 - Кугай, 4 - Карасу, 5 - Кызылсу), останцы покровов (А - Сересу, Б - Турдук). I - Средний Тянь-Шань; II - Кыжурган; III - Баубашаты; IV - Сересуйский покров; V - Турдукский покров; VI - Боубутау; VII - р. Майлису. Условные обозначения к колонкам см. на рис. 17

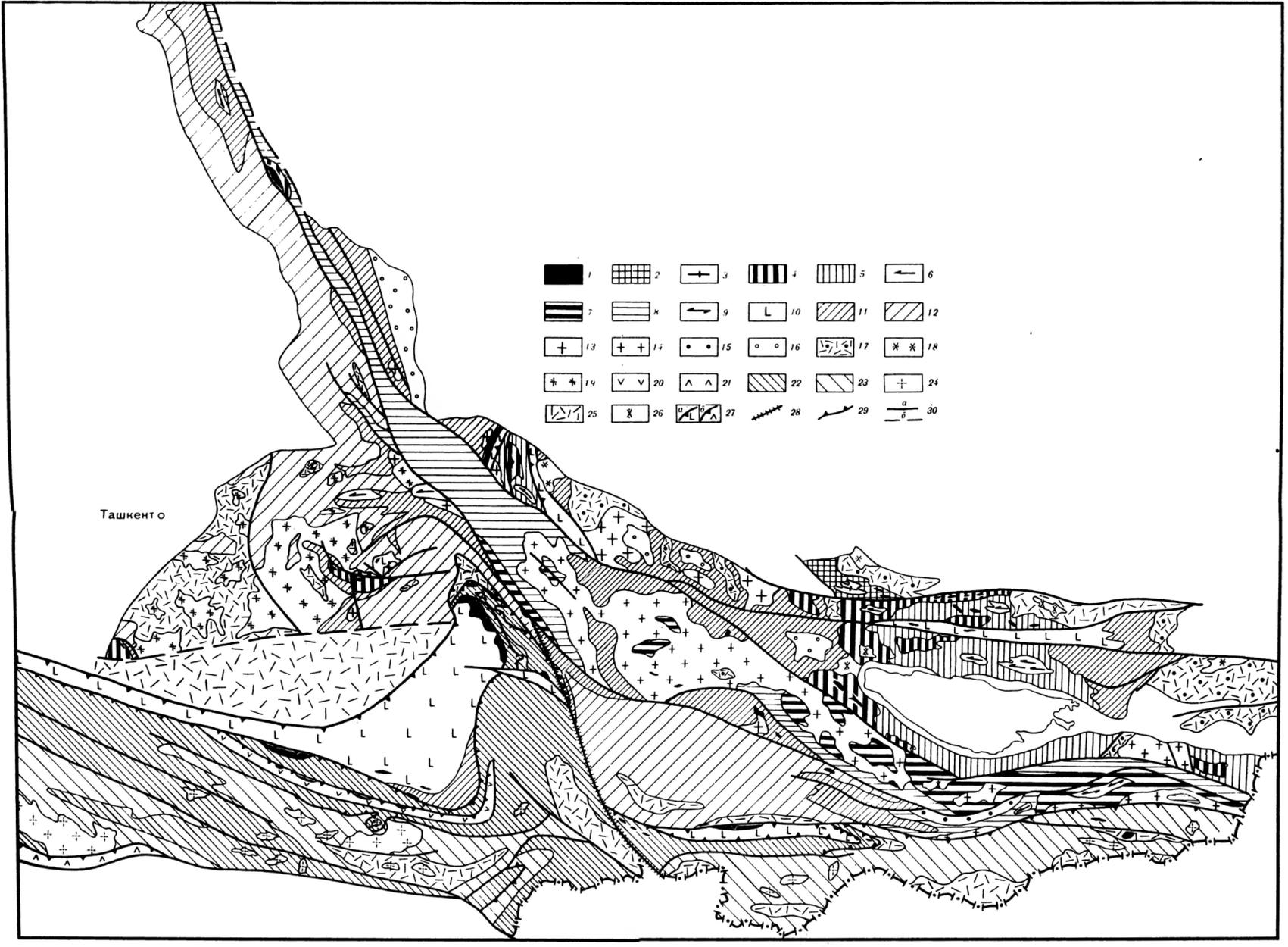


Рис. 56. Схема формирования континентальной земной коры Тянь-Шаня

1 - меланократовый фундамент: блоки гипербазитов и габбро, серпентинитовый меланж, протрузии серпентинитов. Область с континентальной корой, сформировавшейся к началу позднего палеозоя. Участки гранито-метаморфического слоя, сформировавшегося к началу рифей (до 1,7 млрд. лет). 2 - комплексы пород океанической и переходной стадий нерасчлененные; 3 - комплексы-показатели формирования гранито-метаморфического слоя: (плагитогранито-гнейсовая и диорито-гнейсо-мигматитовая автохтонные формации). Участки гранито-метаморфического слоя, сформировавшегося в среднем рифее (1275-800 млн. лет). Комплексы, отражающие стадии формирования гранито-метаморфического слоя: 4 - комплексы пород океанической стадии, 5 - комплексы переходной стадии нерасчлененные, преимущественно вулканогенно-осадочные, 6 - комплексы-показатели формирования гранито-метаморфического слоя: (плагитогранито-гранито-гнейсовая формация раннего рифея (Макбальский блок), диорито-гранодиорито-гранитная формация среднего рифея). Участки гранито-метаморфического слоя, сформировавшегося к концу рифея (720-680 млн. лет). Комплексы, отражающие стадии формирования гранито-метаморфического слоя: 7 - комплексы океанической стадии, 8 - комплексы переходной стадии, преимущественно терригенные и флишиодные, реже вулканогенно-терригенные, 9 - комплексы-показатели становления гранито-метаморфического слоя (диорито-гранодиоритовая формация). Участки гранито-метаморфического слоя, сформировавшегося к началу позднего палеозоя. Комплексы, отражающие стадии формирования гранито-метаморфического слоя: 10 - комплексы океанической стадии, 11 - комплексы раннего периода переходной стадии, преимущественно вулканогенно-осадочные, 12 - комплексы позднего периода переходной стадии, преимущественно карбонатно-терригенные, 13 - комплексы-показатели становления гранито-метаморфического слоя (диорито-гранодиорито-гранитная формация), 14 - гранитоидные комплексы раннего палеозоя, нарастающие мощности рифейского гранито-метаморфического слоя; комплексы-показатели становления континентальной коры: 15 - вулканогенно-осадочная ассоциация позднего рифея, 16 - сероцветная моласса верхнего ордовика, 17 - силурийско-девонская вулканогенно-осадочная ассоциация, 18 - позднеордовикская-раннесилурийская формация субщелочных-щелочных гранитоидов, 19 - средне-позднекарбонная гранодиорито-гранитная формация. Область с континентальной корой, сформировавшейся в позднем палеозое. Комплексы, отражающие стадии формирования гранито-метаморфического слоя: 20 - комплексы пород океанической стадии (пикрито-спилито-диабазовая формация нижнего палеозоя), 21 - верхнепалеозойская формация того же состава в аллохтонном залегании (Южно-Гиссарская зона), 22 - комплексы раннего периода переходной стадии, преимущественно вулканогенно-осадочные (силурийско-нижнедевонская толща), 23 - комплексы позднего периода переходной стадии, преимущественно карбонатно-терригенные (средний девон - нижний карбон), 24 - комплексы-показатели становления гранито-метаморфического слоя (диорито-гранодиорито-гранитная формация позднего палеозоя); комплексы-показатели становления континентальной коры: 25 - моласса, флишиодные толщи верхнего карбона - перми, 26 - формация субщелочных и щелочных гранитоидов поздней перми; 27 - комплексы океанической стадии в аллохтонном залегании: а - позднепермские, б - позднепалеозойские; 28 - Ферганский сдвиг; 29 - надвиги; 30 - прочие разрывы: а - установленные, б - предполагаемые

генно-осадочные, 12 - комплексы позднего периода переходной стадии, преимущественно карбонатно-терригенные, 13 - комплексы-показатели становления гранито-метаморфического слоя (диорито-гранодиорито-гранитная формация), 14 - гранитоидные комплексы раннего палеозоя, нарастающие мощности рифейского гранито-метаморфического слоя; комплексы-показатели становления континентальной коры: 15 - вулканогенно-осадочная ассоциация позднего рифея, 16 - сероцветная моласса верхнего ордовика, 17 - силурийско-девонская вулканогенно-осадочная ассоциация, 18 - позднеордовикская-раннесилурийская формация субщелочных-щелочных гранитоидов, 19 - средне-позднекарбонная гранодиорито-гранитная формация. Область с континентальной корой, сформировавшейся в позднем палеозое. Комплексы, отражающие стадии формирования гранито-метаморфического слоя: 20 - комплексы пород океанической стадии (пикрито-спилито-диабазовая формация нижнего палеозоя), 21 - верхнепалеозойская формация того же состава в аллохтонном залегании (Южно-Гиссарская зона), 22 - комплексы раннего периода переходной стадии, преимущественно вулканогенно-осадочные (силурийско-нижнедевонская толща), 23 - комплексы позднего периода переходной стадии, преимущественно карбонатно-терригенные (средний девон - нижний карбон), 24 - комплексы-показатели становления гранито-метаморфического слоя (диорито-гранодиорито-гранитная формация позднего палеозоя); комплексы-показатели становления континентальной коры: 25 - моласса, флишиодные толщи верхнего карбона - перми, 26 - формация субщелочных и щелочных гранитоидов поздней перми; 27 - комплексы океанической стадии в аллохтонном залегании: а - позднепермские, б - позднепалеозойские; 28 - Ферганский сдвиг; 29 - надвиги; 30 - прочие разрывы: а - установленные, б - предполагаемые

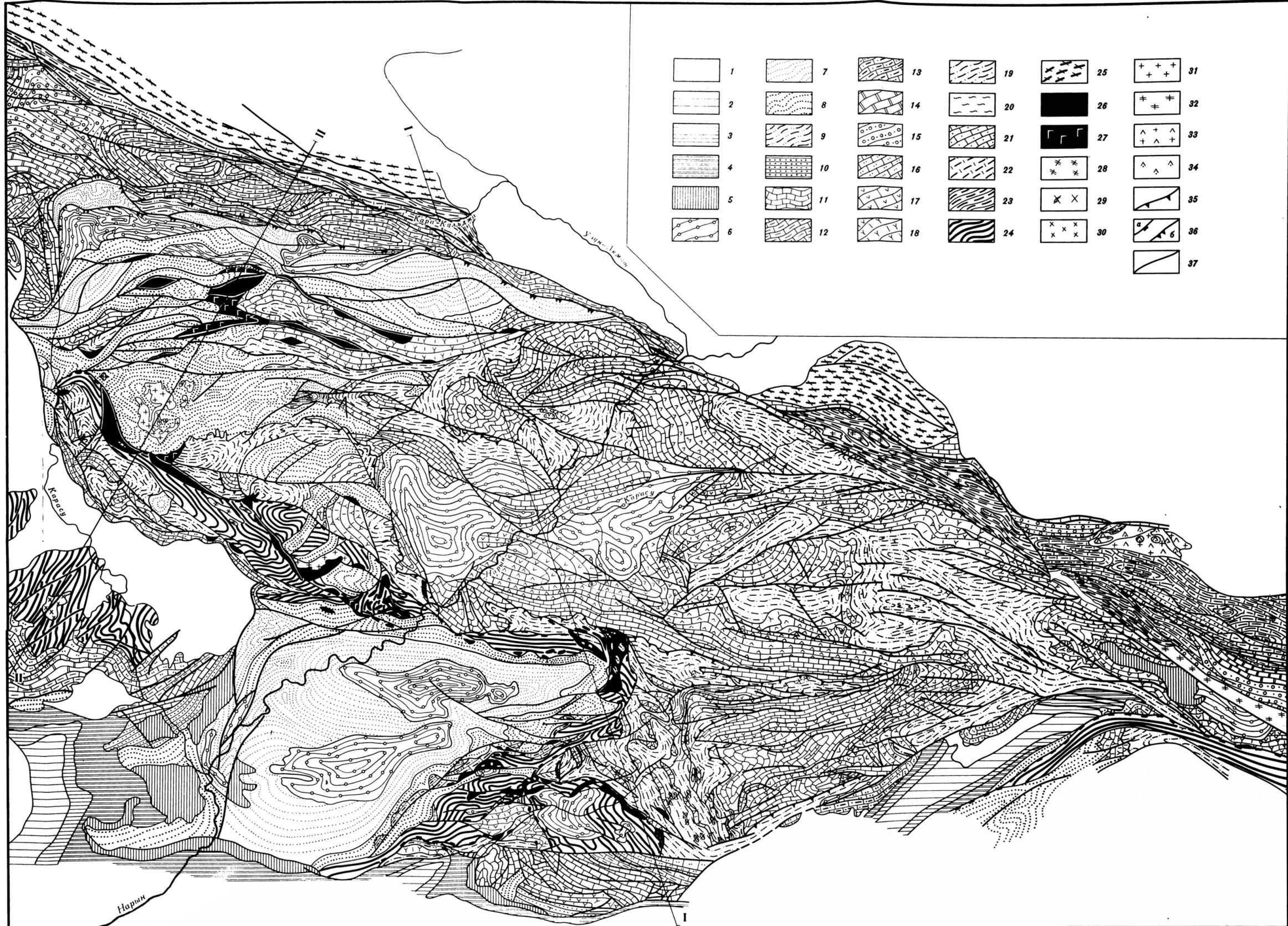


Рис. 39. Схематическая структурно-геологическая карта Северной Ферганы. Составил Г.И. Макарычев с использованием материалов Г.И. Бискэ, В.Ф. Бородаенко, В.И. Долматова, Н.В. Иванова, В.И. Кнауфа, В.Н. Огнева, Г.С. Поршнякова, Л.И. Турбина, В.М. Тюленева и В.Ф. Храмова

1 – четвертичные отложения; 2 – палеоген-неоген; 3 – палеоген; 4 – верхний мел; 5 – юра; 6 – нижняя пермь: конгломераты, песчаники; 7 – верхний карбон: песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки; 8 – средний карбон, московский ярус: конгломераты, песчаники, известняки; 9 – намюрский ярус – башкирский ярус (для разрезов Южного Тянь-Шаня): конгломераты, песчаники, пестрые кремнистые сланцы, туфы, известняки; 10 – намюрский ярус (для Ферганской впадины): конгломераты, песчаники, известняки; 11 – везейский и намюрский ярусы: известняки; 12 – турнейский ярус (для Среднего Тянь-Шаня и Ферганской впадины): известняки; 13 – верхний девон – нижний карбон (для Ферганской впадины): известняки; 14 – фаменский ярус (для Среднего Тянь-Шаня и Ферганской впадины): известняки; 15 – живетский и франский ярусы (для Среднего Тянь-Шаня), тюлькубашская свита: конгломераты, песчаники, линзы известняков; 16 – живетский и франский ярусы (для Ферганской впадины): известняки, доломиты; 17 – живетский и франский ярусы (для Ферганской впадины): известняки, доломиты; 18 – нижний девон – эйфельский ярус: конгломераты, диабазы, туфы, рифогенные известняки; 19 – венлокский – лудловский ярусы, сересуйская свита (для Южного Тянь-Шаня): граувакки, глинистые и кремнистые сланцы, диабазы, известняки; 20 – лландоверийский ярус (для Среднего Тянь-Шаня): песчаники, глинистые и кремнистые сланцы, диабазы и андезитовые порфириды; 21 – верхний ордовик (для Среднего Тянь-Шаня): известняки, гравелиты; 22 – средний кембрий – средний ордовик, сандалашская свита (для Среднего Тянь-Шаня): тилито-подобные конгломераты, песчаники, кремнистые сланцы, известняки; 23 – нижний кембрий, шорашуйская свита (для Среднего Тянь-Шаня): конгломераты, песчаники, глинистые и кремнистые сланцы; 24 – рифей Ферганской впадины, майтуйская свита: хлорит-серпентиновые, актинолитовые и другие зеленые сланцы, порфиридоиды и порфириды; 25 – рифейский метаморфизованный комплекс Северного Тянь-Шаня; 26 – серпентиниты; 27 – габбро; 28 – габбро-диориты; 29 – мелкие тела диоритов; 30 – сиенит-порфиры; 31 – диорит-порфириды; 32 – проявление гранитизации; 33 – сиениты; 34 – монзониты, габбро, эссекиты; 35 – надвиги послебашкирские; 36 – надвиги послераннепермские: а – Западно-Карасуйский, б – Атойковский; 37 – разрывы

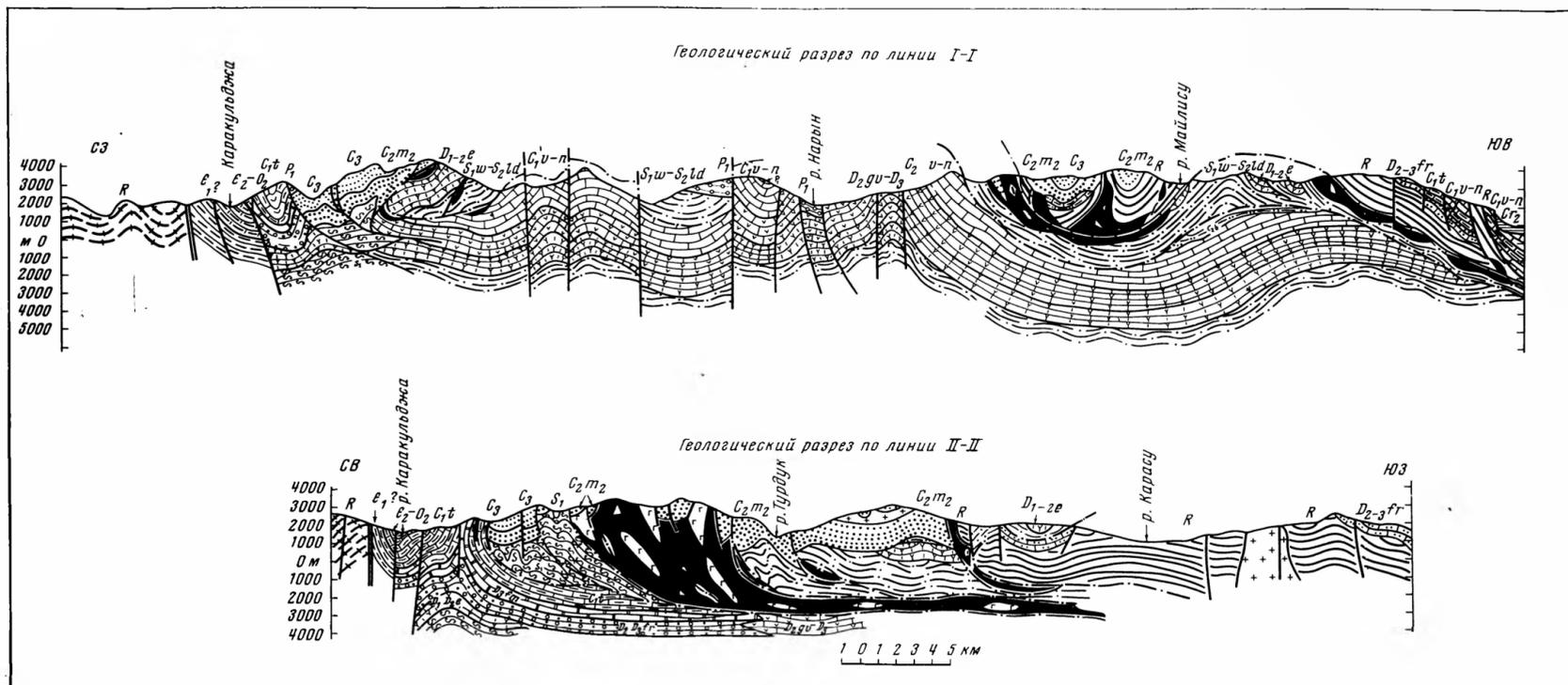


Рис. 14. Схема размещения магматических образований в хр. Каратау
 1 - мезозой-кайнозой; 2 - карбон; 3 - девон; 4 - ордовик (для Малого Каратау - средний-верхний кембрий); 5 - кембрий (для Малого Каратау - верх-нижний кембрий); 6 - рифей: Большой Каратау - жузунтинская, карагузская свиты нижнего (?) - среднего рифея и кайнарская, шованская и баксаринская свиты верхнего рифея, Малый Каратау - кокжотская серия верхнего рифея; 7 - плагнограниты, диориты позидерифейские; 8 - полосчатое габбро; 9 - серпентиниты; 10 - граниты, гранодиориты каледонские, германские интрузии; 11 - граниты, 12 - диориты, 13 - сенииты; 14 - проявления докембрийской фелъшпатизации; эффузивные образования: 15 - лавы основного состава, 16 - лавы и туфы среднего состава, 17 - лавы и туфы кислого состава, 18 - первичный пирокластический материал; 19 - главные разломы

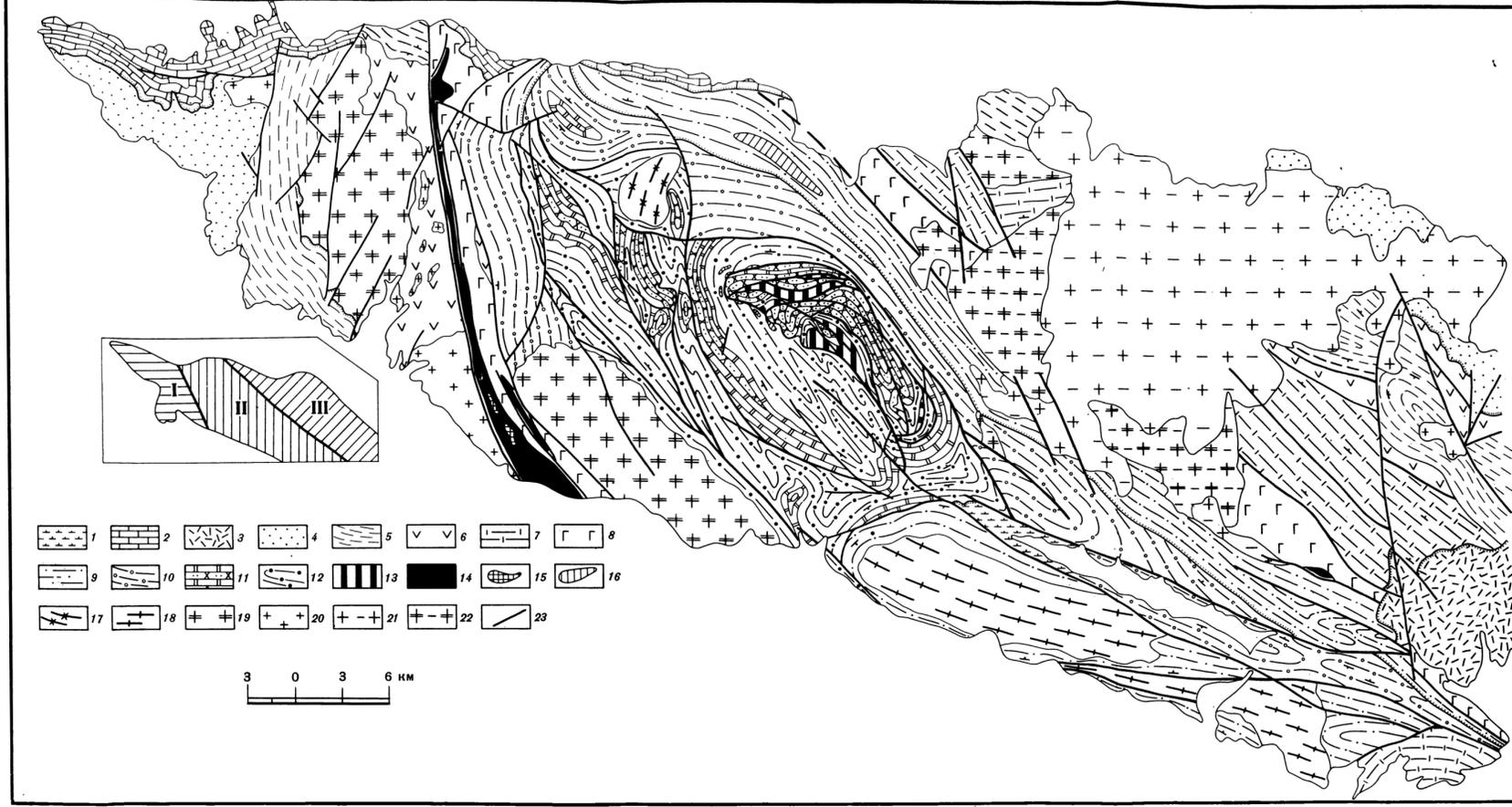
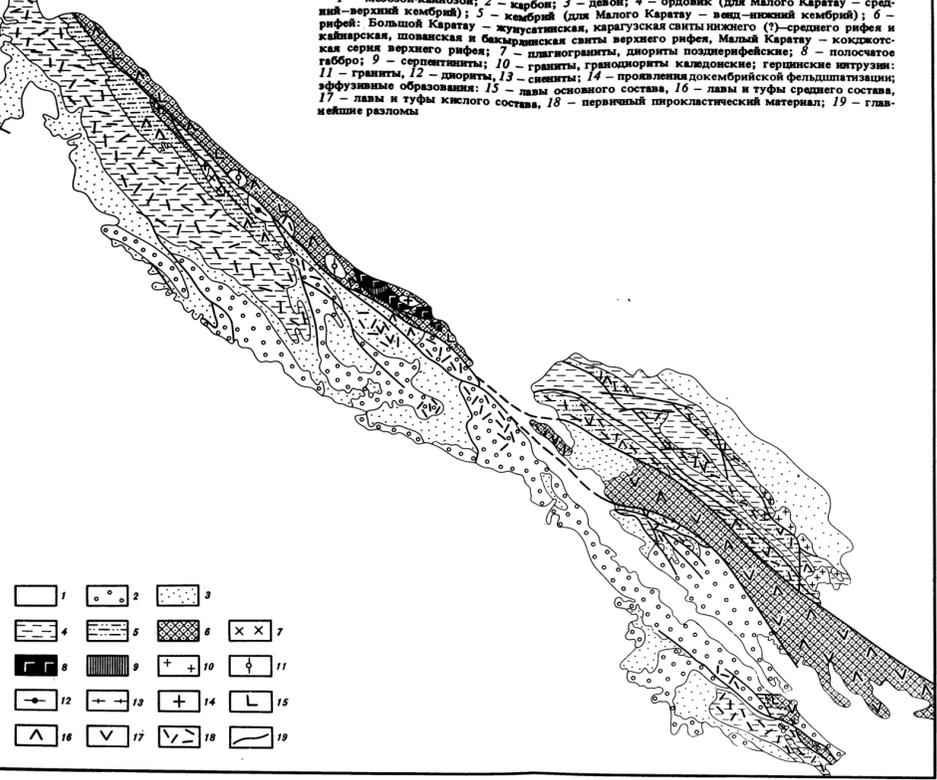


Рис. 16. Структурно-геологическая карта западной части Киргизского хребта. Составил Г.И. Макарычев с использованием материалов В.Я. Медведева, И.Е. Медведевой, В.Г. Королёва, В.В. Киселева и А.Б. Бакирова
 1 - мел (?) палеогеновые диабазовые порфириты; 2 - средний-верхний карбон: известняки; 3 - нижний девон-эйфель: эффузивы смешанного состава и их туфы; 4 - средний-верхний ордовик: песчаники, алевролиты, травертины; 5 - нижний-средний ордовик: глинистые, кремнистые сланцы; 6 - верх-кембрий, караварчинская свита: преимущественно эффузивы среднего состава и их туфы; 7 - верх, мраморизованные известняки; 8 - верхний рифей, терекская свита: спилиты, диабазы, кремнистые сланцы; 9 - средний рифей, кенкольская

свита: переслаивание глинистых сланцев и известняков; нижний рифей (?): 10 - кайнарская свита: слоистые сланцы и мраморизованные известняки, 11 - ачкитская свита: мраморы и слоистые кварциты, 12 - нельдская свита: амфиболиты, слюдяно-гранатовые сланцы; дорифейские образования: 13 - эколитовая формация, 14 - гитербазиты и габбро, 15 - реликтовые тела перидотитов; 16 - дайки и силлы габбро-диабазов; 17 - плагногранито-гнейсы; 18 - диориты, гранодиориты, граниты среднего рифея; 19 - диориты кембрийские; 20 - граниты ордовикские; 21 - щелочные и субщелочные граниты силурийские; 22 - диориты и сениито-диориты силурийские; 23 - разрывы. На врезке блоки: I - Караарчинский, II - Макбальский, III - Кенкольский

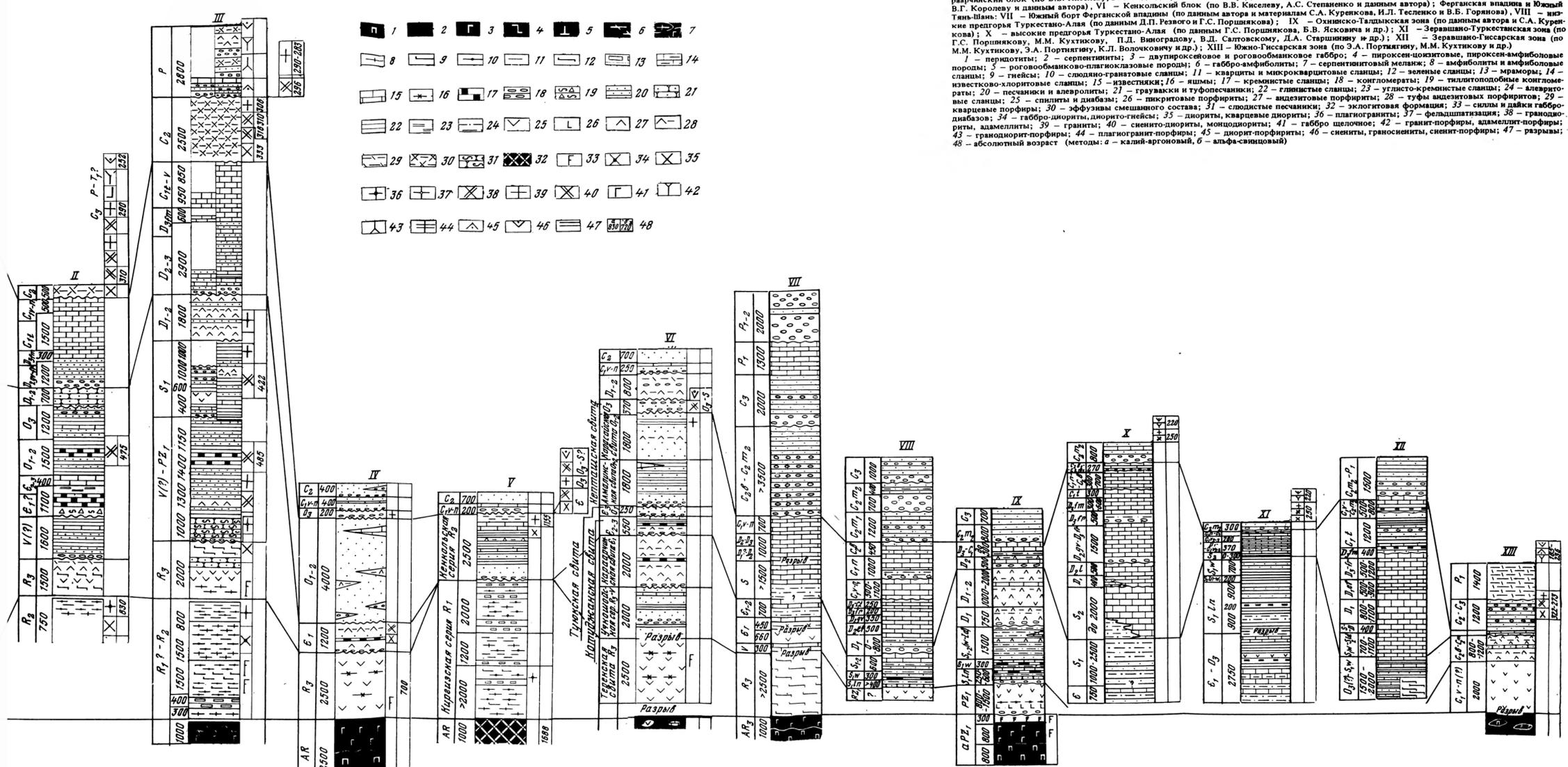


Рис. 17. Схема эволюции тектонического режима и магматизма в геосинклиналях Западного Тянь-Шаня
 I - хр. Каратау; II - Покесский хребет; III - Чаткальский хребет (I-III - по Г.И. Макарычеву). Западная часть Киргизского хребта: IV - Караварчинский блок (по В.В. Киселеву, В.Я. Медведеву и данным автора); V - Макбальский блок (по В.А. Николаеву, В.Н. Огневу, И.Е. Медведевой, В.Г. Королёву и данным автора); VI - Кенкольский блок (по В.В. Киселеву, А.С. Степаненко и данным автора); Ферганская впадина и Южный Тянь-Шань: VII - Южный борт Ферганской впадины (по данным автора и материалам С.А. Куренкова, И.Л. Тесленко и В.В. Горянова); VIII - низкие предгорья Туркестано-Алая (по данным Д.П. Резвого и Г.С. Поршнякова); IX - Оштинско-Ташкентская зона (по данным автора и С.А. Куренкова); X - высокие предгорья Туркестано-Алая (по данным Г.С. Поршнякова, Б.В. Яковича и др.); XI - Зеравшано-Туркестанская зона (по Г.С. Поршнякову, М.М. Кухтинскому, П.Д. Виноградову, В.Л. Салтовскому, Д.А. Старшинову и др.); XII - Зеравшано-Гиссарская зона (по М.М. Кухтинскому, Э.А. Портянину, К.Л. Волочковичу и др.); XIII - Южно-Гиссарская зона (по Э.А. Портянину, М.М. Кухтинскому и др.)
 1 - перидотиты; 2 - серпентиниты; 3 - даунпироксеновое и роговообманковое габбро; 4 - пироксен-кварцевые, пироксен-амфиболовые порфиры; 5 - гнейсы; 6 - габбро-амфиболиты; 7 - серпентинитовый меланж; 8 - амфиболиты и амфиболовые сланцы; 9 - гнейсы; 10 - слюдяно-гранатовые сланцы; 11 - кварциты и микрокварцевые сланцы; 12 - зеленые сланцы; 13 - мраморы; 14 - известково-хлоритовые сланцы; 15 - известняки; 16 - яшмы; 17 - кремнистые сланцы; 18 - конгломераты; 19 - тиллитоподобные конгломераты; 20 - песчаники и алевролиты; 21 - трауваксы и туфопесчаники; 22 - глинистые сланцы; 23 - углесто-кремнистые сланцы; 24 - алевролиты; 25 - сланцы и диабазы; 26 - пикритовые порфиры; 27 - андезитовые порфиры; 28 - туфы андезитовых порфиритов; 29 - вулканические порфиры; 30 - эффузивы смешанного состава; 31 - слоистые песчаники; 32 - эколитовая формация; 33 - силлы и дайки габбро-диабазов; 34 - габбро-диориты, диоритогнейсы; 35 - диориты, кварцевые диориты; 36 - плагнограниты; 37 - фелъшпатизация; 38 - гранодиориты, адамеллиты; 39 - граниты; 40 - сениито-диориты, монодиориты; 41 - габбро щелочное; 42 - гранит-порфиры, адамеллит-порфиры; 43 - гранодиорит-порфиры; 44 - плагногранит-порфиры; 45 - диорит-порфиры; 46 - сенииты, граносенииты, сениит-порфиры; 47 - разрывы; 48 - абсолютный возраст (методы: а - калий-аргоновый, б - альфа-свинцовый)