

А.С. МАХНАЧ, Н.В. ВЕРЕТЕННИКОВ

Вулканогенная
формация
верхнего
протерозоя
(венда)
Белоруссии



А. С. МАХНАЧ, Н. В. ВЕРЕТЕННИКОВ

551.21

1755

Вулканогенная
формация
верхнего
протерозоя
(венда)
Белоруссии



ИЗДАТЕЛЬСТВО
„НАУКА И ТЕХНИКА“
МИНСК 1970



Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда) Белоруссии. Махнач А. С., Веретенников Н. В. «Наука и техника», 1970, 1—236.

В работе изложены результаты изучения вулканогенных пород вендского комплекса Белоруссии и смежных районов. Дана краткая характеристика новой стратиграфической схемы верхнего докембрия. Рассмотрены условия залегания вулканогенных пород. Приведены важнейшие разрезы вулканогенной толщи, показано их строение. Выделены и охарактеризованы важнейшие типы эффузивных пород основного и среднего состава, вулканических туфов и вулканогенно-осадочных пород, показаны закономерности их распространения, рассмотрен их минеральный состав. На примере опорных разрезов освещены геохимические особенности эффузивных и вулканогенно-осадочных пород. Рассмотрены условия формирования вулканогенных образований, а также перспективы их на полезные ископаемые.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся изучением геологического строения Русской платформы, а также преподавателей высших учебных заведений.

Рис. 33, табл. 21, библиогр. 35 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Породы вулканогенной формации на территории Белоруссии широко развиты в осадочном комплексе. Они занимают здесь большую площадь и составляют значительную часть разреза верхнего докембрия (венда). Среди них распространены эффузивные породы, вулканические туфы и вулканогенно-осадочные образования. Изучение вулканогенных пород в пределах Белоруссии и Украины позволило установить очаги древнего вулканизма в западной части Русской платформы и осветить один из важнейших этапов в истории верхнего протерозоя. Эти данные имеют существенное значение не только для изучения геологии территории Белоруссии и смежных районов, но и всей Русской платформы.

Пачки вулканогенных пород представляют собой хорошие маркирующие горизонты, которые успешно используются для расчленения и сопоставления разрезов. Они занимают четкое стратиграфическое положение и прослеживаются от западных районов Украины и юго-западных областей Белоруссии до центральных районов Русской платформы и далее на восток, с одной стороны, и далеко на запад (на территорию Польши) — с другой. Четкое положение этих горизонтов в разрезе и распространение на огромных площадях позволили успешно использовать их при разработке унифицированной стратиграфической схемы верхнего докембрия Русской платформы и отдельных ее регионов.

Существенное значение приобретают вендские вулканогенные образования и при решении чисто прикладных задач (проблема поисков нефти и газа в Брестской и Оршанской впадинах, а также в центральных районах Русской платформы; поиски россыпей, меди, алмазов и других видов полезных ископаемых в вулканогенно-осадочных породах).

Эффузивные и вулканогенно-осадочные породы в верхнем докембрии на территории Белоруссии были впервые (1948 г.) вскрыты буровыми скважинами в юго-западной части Брестской области (Дивин, Черняны, Малорита и др.). Они были изучены А. С. Махначом. Позже породы вулканогенной фор-

мации вскрывались многими буровыми скважинами почти на всей территории республики. Сведения о них содержатся в работах Е. П. Брунс (1957), З. Г. Ушаковой (1962), А. С. Махнача (1956, 1958, 1963), А. С. Махнача и В. Я. Бессоновой (1962), Н. В. Веретенникова, А. С. Махнача и В. И. Шкуратова (1966), А. С. Махнача, В. П. Корзуна (1965, 1966) и др. В работе З. Г. Ушаковой (1962) обобщен материал по породам трапповой формации верхнего докембрия западной части Русской платформы, в том числе Белоруссии. Эта работа имеет важное значение для реконструкции палеогеографической обстановки и условий формирования вулканогенной толщи в вендское время.

Нами изучены все разрезы, вскрывшие вулканогенные образования на территории Белоруссии, а также часть разрезов смежных районов. Полученные материалы положены в основу настоящей работы. Кроме того, использованы литературные источники (Брунс, 1957; Ушакова, 1962; Пап и Ковальчук, 1965).

В процессе обработки kernового материала из вулканогенной толщи и при подготовке работы к печати авторы пользовались советами доктора геолого-минералогических наук В. И. Гоньшаковой, за что выражаем ей сердечную благодарность.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ВЕРХНЕМ ДОКЕМБРИИ БЕЛОРУССИИ И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ

Некоторые черты геологического строения и тектоники Белоруссии весьма существенны для понимания характера вендского вулканизма.

Кристаллический фундамент протерозойско-архейского возраста залегает на территории Белоруссии на различных глубинах (от выходов на поверхность до 3000—5000 м). По глубинам залегания фундамента здесь выделены следующие структурно-тектонические элементы первого порядка: Белорусский массив, Припятский прогиб, Брестская и Оршанская впадины, Полеская, Гомельская и Латвийская седловины, отроги Украинского щита и Воронежского массива (рис. 1). Формирование структурных элементов проходило в разное время (Брестская впадина — в силуре, Припятский прогиб — в девоне, Оршанская впадина — в позднем докембрии и девоне).

Белорусский массив характеризуется высоким (100—500 м от поверхности) залеганием кристаллического фундамента, на котором развита кора выветривания, перекрытая различными горизонтами осадочной толщи: в центральных и западных районах — верхним докембрием, юрой, мелом, палеогеном и антропогеном, в восточных — верхним докембрием, девонem, мелом, палеогеном и антропогеном. Мощность всех горизонтов осадочной толщи небольшая (десятки метров, реже больше).

В Брестской впадине глубина залегания фундамента доходит до 1500—1600 м. Он перекрыт здесь непосредственно вулканогенной толщей венда, выше которой залегают отло-



Рис. 1. Схема тектонического районирования территории БССР

жения валдайской серии венда, нижнего, среднего и верхнего кембрия, ордовика, силура, юры, палеогена, неогена, антропогена. В северо-западных районах появляются триас и пермь, в самых южных — карбон. Наибольшей мощности (до 500 м) достигает силур.

В Оршанской впадине фундамент залегает на глубине 1200—1800 м. В осадочной толще здесь выделены отложения верхнего докембрия (белорусская серия и вендский комплекс), девона и антропогена, а в южных районах — юры и мела. Наибольшей мощности достигают отложения верхнего докембрия и девона.

Глубина залегания кристаллического фундамента на территории Припятского прогиба равна 1500—5000 м. В западных районах фундамент перекрыт отложениями верхнего докембрия, на остальной территории — девона. Девонские отложения в Припятском прогибе составляют основную часть осадочной толщи (до 3—4 тыс. м), выше которой выделены карбон, пермь, триас, юра, мел, палеоген, неоген и антропоген.

На Полесской седловине фундамент залегает на глубине 450—600 м и перекрыт белорусской серией, в южных районах — волынской и валдайской сериями, а также мелом, палеогеном, неогеном и антропогеном. Примерно на такой же глубине залегает фундамент на Гомельской седловине, где в осадочном покрове выделены отложения белорусской серии, нижней части волынской серии, девон, юра, мел, палеоген, антропоген. Северные отроги Украинского щита заходят в пределы южной части территории Белоруссии, где они образуют единичные выходы фундамента на дневную поверхность (район Глушкевичей) или перекрываются осадочной толщей различной мощности (девон и более молодые отложения), а Воронежский массив — на территорию юго-восточной части БССР.

Несколько особняком расположен Микашевичско-Житковичский горст, представляющий собой, по-видимому, часть Полесской седловины. Здесь фундамент залегает на небольшой глубине (20—50 м) и перекрыт отложениями верхнего докембрия, палеогена, неогена и антропогена.

Кристаллический фундамент Белоруссии сложен различными породами (гнейсами, гранитами, гранодиоритами, диоритами, габбро и др.), которые вскрыты многочисленными буровыми скважинами и описаны в ряде работ (Пап, 1962 и др.). В нем выделено несколько суперкрупных комплексов, которые прорываются интрузивными породами. Стратиграфия пород фундамента Белоруссии и смежных районов еще не разработана, об их возрасте нет единого мнения. Так, А. М. Пап (1962) выделил в составе кристаллического фундамента Белоруссии следующие возрастные группы (компле-

ксы) пород: 1) комплекс верхнеархейских гнейсов и магматических пород — абсолютный возраст пород более 1900 млн. лет (биотитовые и роговообманково-биотитовые гнейсы с прослоями амфиболитов из района Глушкевичей, двуслюдяные гнейсы типа парагнейсов Микашевичей, диориты Червонной Слободы, кварцевые диориты Солона); 2) комплекс нижнепротерозойских гнейсов и магматических пород — 1600—1900 млн. лет (гнейсы Брагина, Наровли, Стреличево, Красное, Кулажина, Здановичей, Смиловичей, Первомайска, граниты Брагина, Стреличево и Кулажина, Копаткевичей, Минска, гранодиориты Буйновичей, Старобина, Пинска, пегматиты Б. Жуховичей, габбро Наровли и Анисимовки, диориты Глушкевичей, Микашевичей и др.); 3) комплекс верхнепротерозойских пород кварцитовидной серии и прорывающих ее синекварцевых гранитов, а также дайковых и жильных пород — менее 1600 млн. лет (кварцитовидно-сланцевые породы Житковичей, гнейсы и прорывающие их породы северо-западной части Белоруссии, кварцевые порфиры Глуска и др.).

Эта схема разработана в основном по данным абсолютного возраста пород. Породы кристаллического фундамента Белорусского массива, по-видимому, более древние, чем на это указывают цифры абсолютного возраста. Более близка к истине точка зрения, согласно которой верхняя зона кристаллического массива Белоруссии и Литвы относится не к готидам, а представляет собой омоложенные карелиды.

Для выяснения основных этапов вулканической деятельности на территории Белоруссии существенны данные о распространении здесь и в смежных районах пород иотнийской формации. Известно, что в настоящее время они широко развиты в Швеции, Южной Финляндии, в районе Выборга, Онежского и Ладожского озер, на Кольском полуострове, а также в северной части Украинского щита. Среди них преобладают кварцитовидные песчаники и кварциты, реже встречаются кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники, сланцы, алевролиты, конгломераты, нередко интрузивные (граниты рапакиви) и эффузивные породы (порфиры, диабазы).

Есть основание полагать, что северный (Прибалтийский) и южный (Украинский) участки площади распространения иотнийских пород соединялись между собой и эти породы были повсеместно (или во всяком случае весьма широко) распространены на территории Польши, Белоруссии, Прибалтики и смежных районов РСФСР. В последующее время на большей площади они были размыты, и мы находим их в виде небольших останцов. Такие останцы иотнийской формации установлены на территории Белоруссии в районе Глуска — кварцевые порфиры (Махнач, Невмержицкая, 1958), на Микашевичском и Житковичском горстах — кварциты, сланцы

(Пап, 1962), в районе Лиды — кварциты. На территории северо-восточной части Польши (рис. 2) аналогичные породы (кварциты, кварцевые порфиры, диабазы и др.) установлены в Острове-Мазовецком, Монках, Элке, Мельнике (Juskowiakowa, Juskowiak, Ryka, 1967). Обломки пород иотнийской формации широко распространены в отложениях верхнего докембрия (белорусского и вендского комплексов) Польши, Белоруссии и Украины.



Иотнийская формация представляет важный рубеж в развитии Русской платформы. Она знаменует переход этой территории от геосинклинального этапа к платформенному. Ниже этого рубежа (1600 млн. лет и древнее) развиты нижнепротерозойские и архейские геосинклинальные формации, выше (1200 млн. лет

Рис. 2. Предполагаемое распространение иотнийской серии в северо-восточной Польше (Juskowiakowa, Juskowiak, Ryka, 1967):

1 — районы достоверного распространения иотнийских останков; 2 — районы предполагаемого распространения иотнийских пород; 3 — районы скопления обломков иотнийских пород в отложениях верхнего докембрия (эокембрия)

и моложе) — верхнепротерозойские (рифейские и вендские) типично платформенные формации.

Между иотнийским комплексом протерозоя и балтийской серией нижнего кембрия на территории Белоруссии и в смежных районах Русской платформы залегает мощная толща осадочных пород, которая носит название «верхний докембрий» (эокембрий) и относится, согласно унифицированной стратиграфической схеме, к верхнему протерозою. Новая стратиграфическая схема этой части разреза, составленная А. С. Махначом, В. Я. Бессоновой и Н. В. Веретенниковым в 1968 г., приведена в табл. 1. Как видно из приведенной схемы и рис. 3, в верхнем докембрии БССР выделены два комплекса: белорусский (полесский) и вендский.

Таблица 1

Стратиграфическая схема верхнего докембрия
Белоруссии

Комплекс	Серия	Свита	Подсвита
Вендский	Валдайская	Котлинская	
		Гдовская	
	Вольнская	Ротайчицкая (вулканогенная)	
		Горбашевская	
Вильчанская			
Белорусский (полесский)		Пинская	Терригенная
		Оршанская	Терригенно- доломитовая
		Рогачевская	

Отложения белорусского комплекса распространены на большей части территории Белоруссии. Они образуют полосу субмеридионального направления, которая проходит через Пинск, Старобин, Минск, Оршу, Витебск. Отложения этого комплекса отсутствуют только в юго-восточной (Гомель, Мозырь и др.) и западной (Гродно, Брест и др.) частях Белоруссии.

В составе белорусского комплекса выделено три свиты: рогачевская, оршанская и пинская. Рогачевская свита развита только в центральных и восточных районах республики. Она сложена преимущественно аркозовыми разнозернистыми песчаниками, содержит прослои алевролитов и глин. Вопрос о стратиграфической самостоятельности рогачевской свиты дискуссионный.

Оршанская свита развита преимущественно в северных и центральных районах Белоруссии. Она сложена песчаниками кирпично-красными и розоватыми, мелко- и среднезернистыми, кварцевыми, обычно слабо сцементированными и рыхлыми, нередко переходящими в пески. В восточных районах Белоруссии (Могилев, Орша и др.) в составе оршанской свиты выделяются пачки кварцитовидных песчаников и кварцитов кирпично-красной и розовой окраски.

Пинская свита развита преимущественно в южной части Белоруссии и смежных районах Украины. В ее составе выделено две подсвиты: нижняя — терригенно-доломитовая и

Кристаллический фундамент

Белорусский (полесский)		Вендский			Комплекс		
		Вильчанская	Волынская	Валдайская	Серия		
Рогачевская	Оршанская	Пинская	Гарбальская	Ротайчицкая	Гдовская	Котлинская	Свита
	1	2		1	2	3	Пачка
20-185	100-500	30-410	5-425	50-500	20-200	30-270	Мощность, М
		25-30		6-80	30-60	20-70	
				40-215	5-30-25-100		

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 5
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21

верхняя — терригенная. Нижняя подсвета сложена разнозернистыми песчаниками с прослоями доломитов (часто водорослевых), верхняя — олигомиктовыми мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами с прослоями глинистых алевролитов и глин.

В вендском комплексе Белоруссии выделены вильчанская, волинская и валдайская серии.

Вильчанская серия достигает максимальной мощности (200—400 м) в районах Могилева, Глуска и Осиповичей. На север и запад она сокращается в мощности до первых десятков метров, а на юге граничит с древним участком суши. В наиболее типичных разрезах (Могилев, Глуск, Осиповичи) серия сложена резко разнозернистыми псаммитовыми и псефито-псаммитовыми породами с большим содержанием в них обломков различной величины (от миллиметров до десятков сантиметров) песчаников, гранитов, гнейсов и др. Облик этих пород мореноподобный, молассовидный. Пласты мореноподобных пород чередуются с пластами разнозернистых песчаников. Встречаются прослои тонкослоистых глин. В северных и западных районах площади распространения серии разрезы сложены менее грубыми породами — преимущественно разнозернистыми песчаниками кварцево-полевошпатового состава с мелкими (менее 1 см) обломками пород. Накоплению отложений вильчанской серии предшествовали перестройка структурного плана Русской платформы и омоложение рельефа. Вслед за этим в ряде районов Русской платформы, в том числе и в Белоруссии, началась интенсивная вулканическая деятельность.

Волинская серия распространена на большей части территории Белоруссии. В ее основании в ряде районов выделен базальный горизонт терригенных отложений, который может быть сопоставлен с горбашевской свитой Украины. Выше залегает ротайчицкая (вулканогенная) свита.

Вулканогенная свита развита на большей части территории Белоруссии (рис. 4). Она отсутствует только в юго-восточ-

Рис. 3. Сводный стратиграфический разрез верхнедокембрийских отложений Белоруссии:

1—песчаники разнозернистые; 2—песчаники разнозернистые с примесью грубообломочного материала; 3—песчаники мелко- и среднезернистые; 4—песчаники мелкозернистые алевритовые и алевролиты крупнозернистые песчаные; 5—песчаники с регенерационным кварцевым цементом (кварцитовидные); 6—песчаники с доломитовым цементом; 7—песчаники с гипсовым цементом; 8—пески; 9—алевролиты; 10—алевролиты песчаные; 11—алевро-глинистые породы; 12—глины; 13—доломиты с примесью терригенного материала; 14—грубообломочные туфогенные породы; 15—туфогенные песчаники; 16—туфогенные песчано-алевро-глинистые породы; 17—туфиты основного состава; 18—базальтовые туфы; 19—туфы смешанного состава; 20—эффузивные породы основного состава (базальты и др.); 21—эффузивные породы среднего состава (андезиты, дациты и др.)

ной и северо-западной частях республики и на узком переходе (Бобовнянский выступ), который соединяет эти районы. Вулканогенные породы были развиты и здесь, но в последующем размыты. Породы вулканогенной свиты формировались за счет нормально-осадочного, пирокластического и лавового материала. Вулканическая деятельность привела к накоплению эффузивных, пирокластических и смешанных вулканогенно-осадочных пород. Кроме того, она наложила опреде-

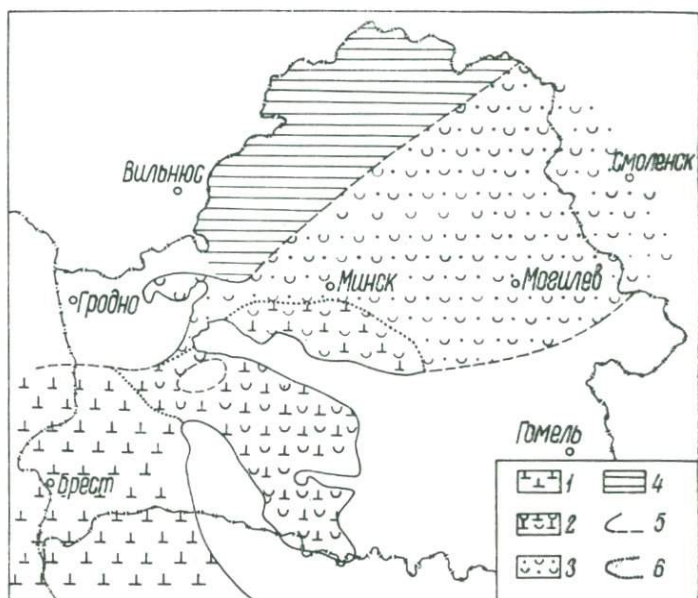


Рис. 4. Схема распространения вулканогенных пород на территории Белоруссии:

1—поле развития основных эффузивных пород и их туфов; 2—поле развития вулканических туфов и туффитов; 3—поле развития туфогенно-осадочных пород; 4—районы возможного наличия туфогенно-осадочных пород; 5—граница распространения вулканогенной формации; 6—границы полей

ленный отпечаток на весь ход процессов осадконакопления в вендское время.

Эффузивные породы и сопровождающие их туфы развиты в юго-западной части БССР. Здесь выделена толща вулканогенных пород мощностью 100—300 м, в которой установлено несколько пачек эффузивных пород основного состава (базальты, базальтовые порфириды, долериты, миндалекаменные породы) и туфов основного состава (витрокластических, витро- и литокластических, преимущественно псаммитовых и псефитовых). В северной и северо-восточной частях Брестской впадины в вулканогенной толще преимущественно

основного состава установлена пачка средних эффузивных пород (дациты, дацито-андезиты, андезиты) и сопровождающих их туфов.

Восточнее области развития эффузивных пород расположена широкая полоса, вулканических туфов и туффитов (Барановичи, Ганцевичи, Столин, Старобин и др.). Вулканическая толща здесь представлена вулканическими туфами темно-серыми, изредка (в верхней и нижней частях) красноцветными, витрокластическими, витро- и литокластическими, псаммитовыми, с прослоями алевроитовых, массивными, изредка слоистыми, с частыми прослоями туффитов. Мощность толщи туффитов колеблется от 100 до 200 м. В наиболее полных разрезах (Столин и др.), где толща туфов и туффитов перекрывается валдайской серией, она заканчивается пачкой глинисто-алевроитовых нормально-осадочных пород с небольшим содержанием пирокластического материала. В разрезах, где валдайская серия отсутствует (Ганцевичи, Старобин и др.), толща туфов и туффитов срезана до различного стратиграфического уровня.

Туфогенные и нормально-осадочные породы с прослоями туфов и туффитов развиты в центральных и восточных районах БССР (Могилев, Минск, Витебск и др.). Они имеют мощность в 30—80 м и сложены туфогенными и нормально-осадочными песчаниками, алевролитами и глинами с частыми прослоями туфов и туффитов. Заканчивается вслынская серия глинисто-алевроитовой пачкой, сложенной нормально-осадочными глинами и алевролитами с небольшим содержанием пирокластического материала, с тонкими прослоями пелито-алевроитовых туфов и туффитов. В северо-западных районах БССР (Лида и др.) и в южной части Литвы от размыва сохранилась только небольшая часть туфогенной толщи.

Валдайская серия на территории Белоруссии распространена в трех изолированных один от другого районах: 1) северная часть БССР (южная граница этого района проходит южнее Молодечно, южнее Минска, севернее Могилева); 2) юго-западная часть БССР (Брест, Высокое, Кобрин, Столин и др.); 3) район Клецка и др.— изолированный остров валдайских отложений.

Наиболее полные разрезы валдайской серии установлены в северных (Городок и др.) и южных (Столин) районах, где в их составе выделен ряд циклов осадконакопления, каждый из которых в нижней части сложен песчаниками красноцветными кварцево-полевошпатовыми, в верхней — глинисто-алевроитовыми породами. Преимущественно песчаная часть разреза относится к гдовской свите, глинистая — к ляминаритовой.

Из отложений палеозоя на территории Белоруссии развиты

кембрийские, ордовикские, силурийские, девонские, каменноугольные, пермские.

Кембрийские отложения распространены только в юго-западных и северо-западных районах. В их составе выделены балтийская серия нижнего кембрия (в составе «надляминаритовых» песчаников и «синих» глин), ижорские (тискреские) слои среднего кембрия, верхний (?) кембрий. «Надляминаритовые» песчаники сложены разнотернистыми кварцевыми песчаниками, часто с глауконитом. «Синие глины» представлены преимущественно голубовато-серыми глинами с частыми прослоями кварцевых песчаников, нередко с глауконитом, с многочисленными ходами и остатками червей. Мощность балтийской серии нижнего кембрия равна 70—150 м. Ижорские слои среднего кембрия представляют собой весьма однородную толщу (мощностью в 80—120 м) светло-серых и белых кварцевых песчаников. В пачке отложений мощностью в 80—100 м, условно отнесенной к верхнему кембрию, преобладают серые и темно-серые глинисто-алевритовые породы.

Отложения ордовика, как и кембрия, распространены в юго-западных и северо-западных районах БССР. В основании ордовика на юго-западе республики залегает пачка оболовых песчаников, сложенная в основном серыми кварцевыми песчаниками с глинисто-карбонатным цементом, с прослоями алевролитов и глин. Выше выделен маркирующий горизонт (1—2 м) глауконитовых песчаников и глауконитовых известняков, еще выше (несколько десятков метров) — пачка карбонатных (известняки, доломиты, мергели) пород нижнего и частично среднего ордовика.

Силурийские породы повсеместно развиты и довольно полно представлены в юго-западной части БССР (Брест, Высокое и др.), где они достигают 400—500 м мощности. В их составе выделены ландоверский, венлокский и лудловский ярусы. Сложены они известняками, доломитами и мергелями. В северо-западных районах (Браслав, Видзы и др.) мощность силура незначительная (несколько десятков метров). Силур здесь представлен только нижней частью. На остальной территории БССР силур отсутствует.

Девонские отложения занимают центральные и восточные районы республики. По полноте развития девона здесь можно выделить три района: центральный, северо-восточный и юго-восточный. В центральном районе (Минск и др.) развита только пярнуско-наровская серия среднего девона (мощность до 100 м), сложенная в нижней части песчано-алевритовыми породами, доломитами, доломитовыми мергелями и доломитовыми глинами. В северо-восточной части БССР разрез девона более полный, включающий пярнуско-наровскую серию и лужский горизонт среднего отдела, нижнешигровский,

верхнешигровский, семилукский и петинский горизонты верхнего отдела. Мощность девона в этом районе равна 300—400 м. Пяруско-наровская серия имеет такой же состав, как и в центральных районах. Лужский горизонт сложен пестроцветными кварцевыми песчаниками и алевролитами с прослоями глин; нижнешигровский — в нижней части светло-серыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками и алевролитами, в верхней — глинисто-алевроитовыми породами; верхнешигровский и более молодые отложения — карбонатными породами.

Наиболее полный и мощный (до 3—4 тыс. м) разрез девона вскрыт на территории Припятского прогиба. В его составе выделено 6 литолого-стратиграфических единиц (толщ): подсолевая терригенная, подсолевая карбонатная, нижняя солевая, межсолевая, верхняя солевая, надсолевая (Махнач и др., 1966). Подсолевая терригенная толща (мощность 200—300 м) включает пяруско-наровскую серию и лужский горизонт среднего девона и нижнешигровский горизонт верхнего девона. Их характеристика в основном такая, как и в северо-восточных районах республики. В состав подсолевой карбонатной толщи (мощность 200—300 м) входят верхнешигровский, семилукский, петинский, воронежский, евлановский горизонты. Она сложена известняками, доломитами, мергелями и содержит прослой ангидритов, а начиная с воронежского горизонта, включает и прослой пирокластических пород. Нижняя солевая толща (мощность 200—1100 м) имеет в основном ливенский и только частично евлановский и задонский возраст и сложена галогенными породами с прослоями известняков, доломитов, мергелей, ангидритов, вулканических туфов и туффитов. Межсолевая толща достигает 500—1000 м мощности, имеет задонский и частично елецкий возраст и сложена в основном карбонатными (доломиты, известняки, мергели) породами и содержит пласты песчаников и алевролитов (южная часть прогиба), эффузивных и пирокластических пород (восточная часть прогиба). Верхняя солевая толща имеет огромную мощность (до 2000—3000 м), сложена в основном каменной солью с частыми прослоями известняков, доломитов, глин, пирокластических пород, калийных солей. Надсолевая толща девона имеет мощность 100—1000 м и сложена различными типами пород (песчано-алевроитовых, глинистых, карбонатных, сульфатных, пирокластических).

Отложения карбона и перми распространены на территории Припятского прогиба и только в отдельных районах — в Брестской впадине (карбон — в районе Томашевки, пермь — в Высоком).

На территории Белоруссии и в смежных районах неоднократно проявлялась магматическая деятельность. Так, в пе-

риод, охватывающий вторую половину протерозоя и палеозой, в Белоруссии и смежных районах отмечены следы четырех эпох активной магматической деятельности: иотнийской, полесской, вендской и девонской.

Следы иотнийской магматической деятельности установлены в районе Глуска, где под отложениями пинской свиты залегают кварцевые порфиры. Среди пород иотнийской формации широко развиты диабазы и кварцевые порфиры на территории Украинского щита и в северо-восточной части Польши. Эффузивные породы, приуроченные к иотнийской формации, были очень широко развиты на территории Белоруссии, но на значительной площади в последующем размыты.

Интрузивные и эффузивные породы в белорусской серии на территории Белоруссии не установлены ни в одном пункте. Они отмечаются в аналогичных образованиях в восточных областях Русской платформы, а также в отдельных точках Полесской седловины на Украине. В последнем районе известны интрузивно-эффузивные породы в ташковской (пинской) свите. Однако остается неясным их возраст (или они синхронны полесской серии, или имеют вендский возраст).

Весьма интенсивной вулканической деятельностью отличался на территории Белоруссии, Украины и Польши, а также других районов Русской платформы вендский период. В это время накопились мощные (до 200—300 м и более) толщи эффузивных пород и сопровождающих их туфов. В девонское время эффузивный магматизм интенсивно проявился на территории Днепровско-Донецкой впадины (Чернигов и др.) и в восточной части Припятского прогиба (Борщевка, Шарпиловка и др.). Здесь в верхнем девоне накопились мощные (до 1000—1500 м) толщи эффузивных пород основного (щелочного) ряда и сопровождающих их туфов. Они описаны в работах ряда геологов Белоруссии и Украины (Бернадская, 1961; Вульчин, 1957; Махнач и Корзун, 1965, 1966; Махнач и др., 1966).

ВАЖНЕЙШИЕ РАЗРЕЗЫ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ БЕЛОРУССИИ, ИХ СТРОЕНИЕ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Для вендского периода позднего протерозоя Русской платформы характерна вулканическая деятельность, которая весьма интенсивно проявилась в ее юго-западной части (юго-запад Белоруссии — Брестская впадина, северо-запад Украины, северо-восток Польши). В результате этого на огромной территории платформы накопились мощные толщи эффузивных пород, а также туфов и туфогенных пород. Вулканизм оказал существенное влияние на весь ход осадконакопления в вендское время. Вулканогенные породы распространены на большей части территории Белоруссии. Здесь выделено три зоны: эффузивных пород и сопровождающих их туфов, вулканических туфов и туффитов, туфогенных пород (рис. 4).

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ И СОПРОВОЖДАЮЩИЕ ИХ ТУФЫ

Эффузивные породы распространены в юго-западной части Брестской области и в смежных районах Польши и Украины. Здесь они вскрыты многочисленными буровыми скважинами и изучались О. В. Крашенинниковой (1956), Е. П. Брунс (1957), А. С. Махначом (1958), З. Г. Ушаковой (1962), С. Малковским (1951) и др. До последнего времени считалось общепризнанным, что толща эффузивных пород на Украине, в Польше и Белоруссии имеет повсеместно основной состав (базальты, базальтовые порфириды, долериты, лавобрекчии, сильно измененные миндалекаменные спилитоподобные породы). Последующие исследования показали, что в ее составе есть и средние породы.

При изучении вулканических туфов, туффитов и туфогенных пород вне области распространения эффузивных пород вендского комплекса, но генетически с ними связанных, нами и другими исследователями были установлены обломки не только основных, но средних и кислых эффузивных пород. Этот факт дал основание предполагать наличие в составе вулканической толщи отдельных районов западной части Русской платформы эффузивных пород среднего, а иногда и кислого

состава. Такое предположение нашло подтверждение в скважине К12, пробуренной Управлением геологии при СМ БССР в д. Ротайчицы (северная часть Брестской области) в 1965 г. Общий разрез этой скважины приведен в работе Н. В. Кондратчика и В. А. Богино (1965). Несколько позже эффузивные породы среднего состава вскрыты также скважинами К3 (Жабинка) и К4 (район Кобрин), которые расположены в северо-восточной части Брестской впадины. Открытие эффузивных пород среднего состава в вулканогенной тол-

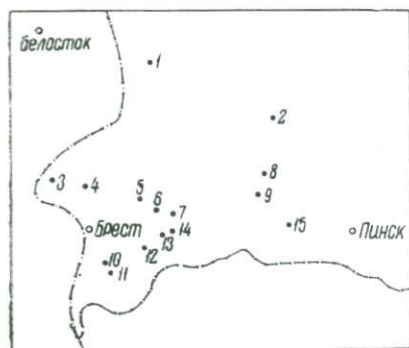


Рис. 5. Схема расположения буровых скважин, вскрывших эффузивные породы в юго-западной части Белоруссии:

- 1—Свислочь; 2—Ивацевичи; 3—К1 (Высокое); 4—К12 (Ротайчицы); 5—К3 (Жабинка); 6—К4 (Кобрин); 7—К6 (Гирск); 8—Спорово; 9—Хомск; 10—76 (Медно); 11—505 (Бродятин); 12—506 (Черняны); 13—68 (Новоселки); 14—12 (Хабовичи); 15—Иваново

ще венда Русской платформы является новым фактом, имеющим принципиальное значение.

Вулканогенные породы венда на территории Брестской впадины Белоруссии вскрыты более чем в 20 разрезах (рис. 5). Однако полностью пройдены они только в трех скважинах северной ее части (К12, К2 и К3), а также в четырех скважинах в смежных районах Белорусского массива (Свислочь, Ивацевичи) и Полесской седловины (Иваново, район Антополя). В других скважинах (Черняны, Бродятин, Медно, Хабовичи, Новоселки, Кобрин, Спорово, Хомск и др.) толща вскрыта на различную глубину (от 5—20 до 100—120 м) и полностью не пройдена. Эти данные, а также геологические и геофизические материалы показывают, что в северной части Брестской впадины максимальная мощность вулканогенной толщи падает на ее осевую часть и равна 227 (К12) и 278 м (К3). По направлению на запад она резко сокращается и в скважине К1 составляет 158 м, а на территории Польши — всего лишь несколько десятков метров. На восток от скважины К12 и К3 мощность толщи также уменьшается. В смежных с Брестской впадиной районах Белорусского массива и Полесской седловины (Свислочь, Иваново и др.) мощность эффузивной толщи не превышает десятков метров. В центральных и южных частях Брестской впадины вулканогенная толща ни в одном пункте полностью не пройдена, мощность ее может достигать здесь 200—400 м.

Вулканогенная толща на территории Брестской впадины залегает на породах кристаллического фундамента, который вскрыт в скважинах К1, К12, К3. Только в смежных районах Полесской седловины, а возможно, и в восточном окончании впадины (примерно восточнее Кобрин) между эффузивной толщей и кристаллическим фундаментом появляются горбашевский горизонт и пинская свита. Покрывается вулканогенная толща различными горизонтами протерозоя (преимущественно гдовская свита) и мезозоя (юра, мел). Верхняя часть толщи срезана на различном уровне. В отдельных районах (Хомск и др.) на эффузивных породах развита маломощная кора выветривания монтмориллонитового состава.

В сводном разрезе вулканогенной толщи Брестской впадины нами выделено 4 подтолща (снизу вверх): подтолща туфов и туффитов; нижняя подтолща основных эффузивных пород и их туфов; подтолща средних эффузивных пород и их туфов; верхняя подтолща основных эффузивных пород и их туфов (рис. 6).

В зависимости от мощности и состава вулканогенной толщи юго-западной части БССР можно выделить несколько групп разрезов: 1) северной и северо-восточной части Брестской впадины (Ротайчицы, Жабинка, Кобрин, Высокое, смежные районы Польши); 2) центральной и южной частей Брестской впадины (Бродятин, Гусаки, Медно, Новоселки, Хабовичи, смежные районы Украины и Польши); 3) Белорусского массива и Полесской седловины (Иваново, Хомск, Спорово, Ивацевичи, Свислочь, смежные районы Польши юго-восточнее Белостока).

Важнейшие разрезы северной и северо-восточной частей Брестской впадины

В северной и северо-восточной частях Брестской впадины в 1965—1967 гг. пробурено несколько скважин, которые полностью прошли вулканогенную толщу или вскрыли ее на значительную глубину (Ротайчицы К12, Жабинка К3, Кобрин К4 и др.), причем о сводном разрезе вулканогенной толщи Белоруссии можно судить по скважине К12.

Разрез вулканогенной толщи скважины К12 д. Ротайчицы Брестской области. Наиболее полный разрез вулканогенной толщи венда вскрыт на территории юго-западной части БССР скважиной К12 (д. Ротайчицы Брестской области). Толща залегает здесь на кристаллическом фундаменте, перекрывается гдовской свитой венда, имеет мощность 227 м (глубина 1375—1602 м). В ее составе выделено 4 подтолща (рис. 6, 7): верхняя подтолща основных (базальтовых) эффузивных пород и их туфов (глубина 1375—1403 м, мощность

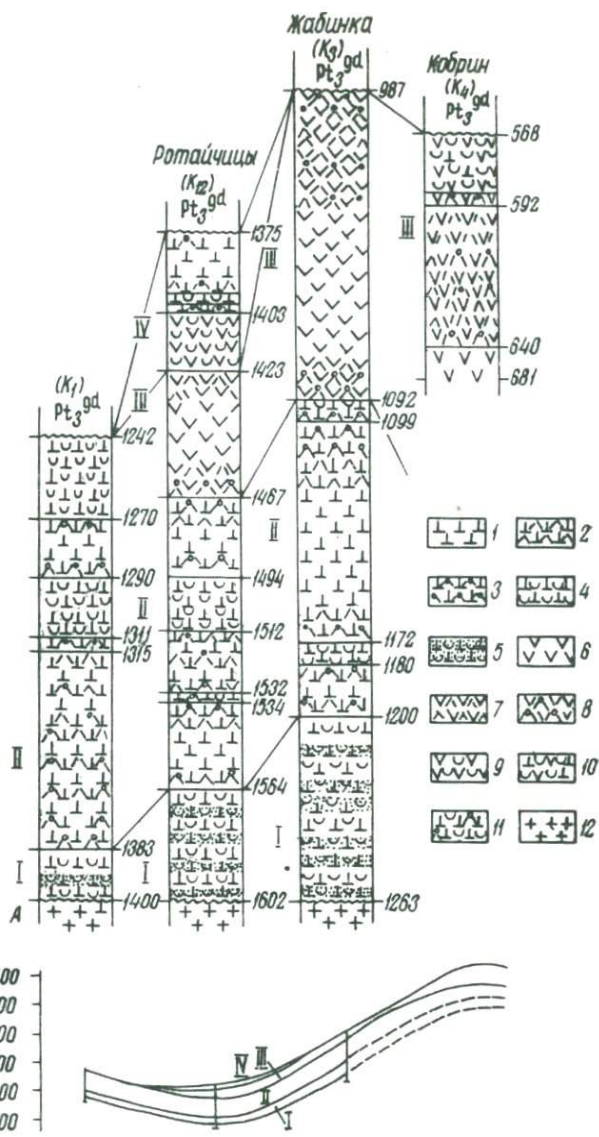


Рис. 6. Важнейшие разрезы вулканогенной толщи вендского комплекса северной части Брестской впадины:

1—эффузивные породы основного состава (базальты, долериты) сравнительно свежие; 2—эффузивные породы основного состава измененные (базальты, базальтовые порфириты); 3—эффузивные породы основного состава сильно измененные (спилитоподобные, мидалекаменные, лавобрекчии и др.); 4—туфы вулканические основного состава различной структуры; 5—туфиты различной структуры (широкластический материал основного состава); 6—эффузивные породы среднего состава (дациты, дацито-андезиты, андезиты и др.) сравнительно свежие; 7—эффузивные породы среднего состава измененные; 8—эффузивные породы среднего состава сильно измененные; 9—туфы вулканические среднего состава различной структуры; 10—туфы вулканические смешанного состава различной структуры; 11—туфы вулканические и лавобрекчия основного состава; 12—породы кристаллического фундамента

28 м); подтолща средних (андезитовых и дацито-андезитовых) пород и их туфов (глубина 1403—1467 м, мощность 64 м); нижняя подтолща основных (базальтовых) эффузивных пород и их туфов (глубина 1467—1564 м, мощность 96 м); подтолща вулканических туфов и туффитов (глубина 1564—1602 м, мощность 38 м).

Верхняя подтолща эффузивных пород основного состава и их туфов (глубина 1375,0—1403,0 м, мощность 28 м). В состав верхней подтолщи эффузивных пород и их туфов в скважине К12 входят две пачки эффузивных пород и разделяющая их маломощная пачка вулканических туфов.

Первая (верхняя) пачка эффузивных пород основного состава (глубина 1375—1393 м, мощность 18 м) имеет следующее строение:

1375,0—1377,0 м (обр. 140, 141, 142). Сильно измененные (альбитизированные, часто хлоритизированные) породы основного состава темно-серые с зеленоватым оттенком, на многих участках красно-бурые и зеленовато-серые, крепкие, трещиноватые, часто сильно карбонатизированные, нередко ожелезненные. По трещинам наблюдаются выделения кальцита, хлорита, гидроокислов железа. Здесь можно выделить две разновидности пород: 1) красноцветные — сложены лейстами альбитизированного плагиоклаза, в которых кристаллы имеют уже мелкоагрегатное строение, но сохраняют свою форму. Промежутки между лейстами выполнены ожелезненной непрозрачной массой. Встречаются скопления непрозрачных рудных минералов дендритовидного строения. Отмечены карбонатные минералы в виде гнезд и прожилков, серовато-бурый радиально-лучистый цеолит (натролит) с низким (0,002—0,004) двупреломлением. Длина лейст плагиоклаза равна 0,08—0,3 мм, ширина 0,02—0,03 мм, рудных агрегатов 0,06—0,8 мм; 2) темно-серые с зеленоватым оттенком и зеленовато-серые — в основном такие же породы, как и красноцветные, но не ожелезненные, а сильно хлоритизированные. В основной массе много мелких выделений ярко-зеленого хлорита, есть зеленовато-бурый и бурый (изотропный и слабо раскристаллизованный) палагонит с неотчетливой двупреломляющей каймой, биотитоподобное слабо двупреломляющее вещество (это тоже, по-видимому, палагонит?). Порода сильно карбонатизирована. Карбонаты нередко замещают крупные участки породы. Многие зерна плагиоклаза замещены зеленым эпидотом. Отмечены участки светло-серого вулканического стекла, при +Н стально-серого цвета с волнистым угасанием (как у сапонита). Нет пироксенов. Очень много мельчайших (0,02 мм и мельче) зерен непрозрачных рудных минералов, которые развиваются по разложенным другим минералам

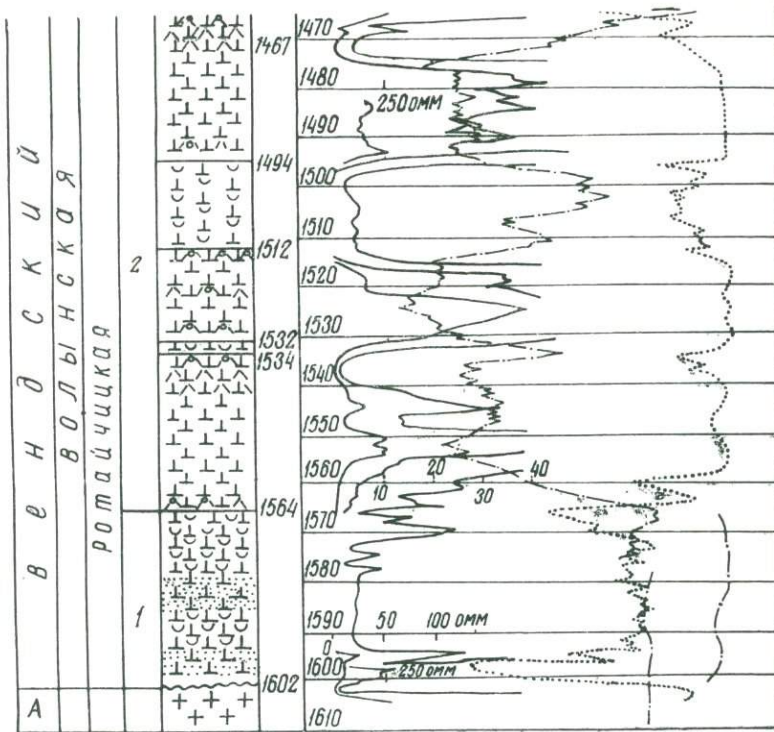
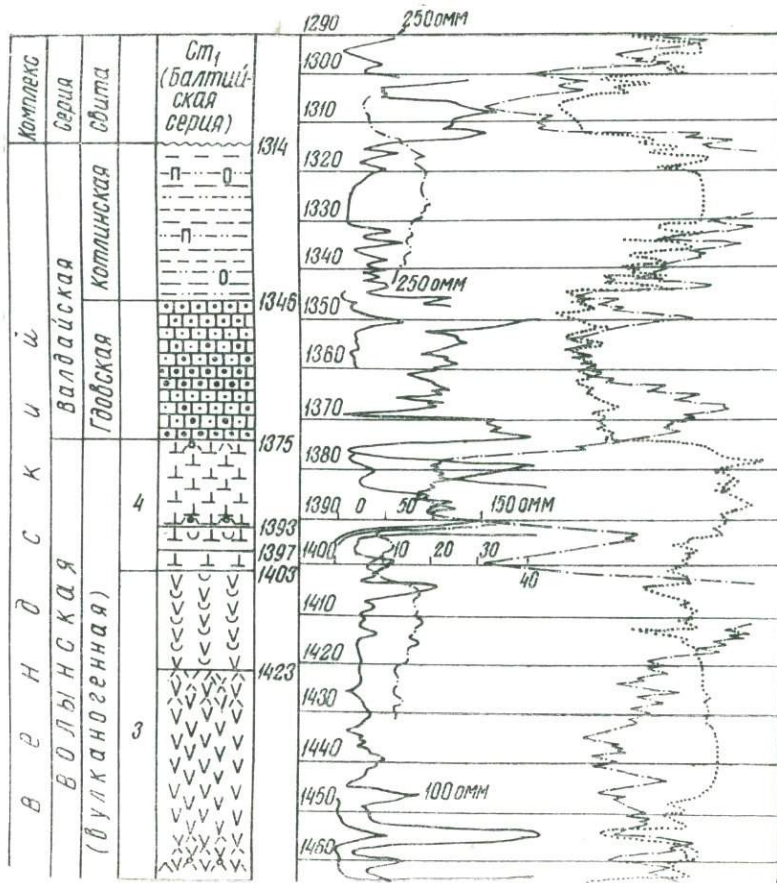


Рис. 7. Разрез верхнего докембрия скважины К12 Брестской области

Условные обозначения см. на рис. 6

В одном из анализированных образцов (140) пестроцветного измененного базальта содержатся следующие компоненты (в %): SiO_2 —48,9, Al_2O_3 —19,35, Fe_2O_3 —7,95, FeO —2,86, TiO_2 —2,93, MnO —0,05, P_2O_5 —0,34, CaO —1,11, MgO —3,60, Na_2O —0,28, K_2O —7,78, п. п. п.—4,99 H_2O —2,26, сумма — 100,14.

1377,0—1386,0 м (обр. 143, 144, 145, 146). Базальты темно-серые, иногда со слабыми красноцветными и зеленоватыми оттенками, крепкие, трещиноватые, слабо измененные, иногда с редкими миндалинами. Структура интерсертальная. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза и зернами моноклинического пироксена, содержащимися примерно в одинаковом количестве со значительным содержанием (около 5%) непрозрачного рудного минерала. Полевой шпат свежий, представлен лабрадором, длина микролитов равна 0,08—0,20 мм, ширина 0,02—0,04 мм. Пироксен свежий, моноклинический, зерна его (величина 0,03—0,06 мм) выполняют промежутки между лейстами плагиоклаза. Рудный минерал представлен магнетитом и титаномагнетитом, образует частые зерна (0,08 мм) и дендритовидные агрегаты (0,5—0,6 мм).

В мезостазице — серая стекловатая масса, оранжевое биотитоподобное хлорито-палагонитовое вещество: 1) в проходящем свете светло-оранжевое и зеленовато-оранжевое, при скрещенных николях слабо двупреломляющее (как у хлорита), кайма более сильно двупреломляющая, зонального строения, очертания участков прямые; 2) хлорито-палагонитовое вещество — ограничения участков прямые. Внутри находится оранжевое биотитоподобное вещество палагонитового типа (от изотропного до слабо раскристаллизованного), по краям ярко-зеленая хлоритовая кайма. В более мелких образованиях хлорит распространяется на всю площадь, но различия между средней частью и каймой остаются.

В одном из образцов (146) встречен прожилок (в 3 мм) рудного минерала (макроскопически черный, в проходящем свете черный, в более тонких срезах темно-коричневый, при +Н черный и оранжевый). В этом прожилке часто встречаются включения «медистого» минерала — в проходящем свете ярко-зеленого, оранжевого, светло-зеленого, в +Н сохраняющего собственную окраску.

Отмечены единичные порфиновые выделения плагиоклаза. Встречены также крупные микролиты (1,3×0,3 мм) этого же минерала.

В образце 143 (базальт темно-серый, глубина 1377—1379,8 м) содержатся (в %): SiO_2 —53,78, Al_2O_3 —13,91, Fe_2O_3 —5,83, FeO —6,59, TiO_2 —2,04, MnO —0,24, P_2O_5 —0,29, CaO —8,49, MgO —4,36, Na_2O —2,03, K_2O —1,27, п. п. п.—1,23, H_2O —0,48, сумма — 100,06. В образце 145 (базальт темно-серый с

миндалинами, глубина 1381,8—1384,5 м) определены (в %): SiO_2 —50,84, Al_2O_3 —12,48, Fe_2O_3 —3,0, FeO —9,16, TiO_2 —2,33, MnO —0,15, P_2O_5 —0,33, CaO —9,58, MgO —5,79, Na_2O —3,69, K_2O —0,51, п. п. п.—2,10, H_2O —2,04, CO_2 —1,35, сумма—100,01.

1386,0—1392,0 м (обр. 147, 148). Базальты темно-серые, трещиноватые, свежие, хорошо раскристаллизованные, магнетито-пироксено-плагноклазовые, сложенные: 1) лейстами основного плагноклаза (длина 0,1—0,3 мм, ширина—0,02—0,03 мм), свежего, хорошо сохранившегося—40—50%; 2) моноклинного пироксена—свежего, который представлен зернами величиной в 0,02—0,4 мм, выполняющими промежутки между лейстами плагноклаза (35—40%); 3) рудного минерала (магнетита и титаномагнетита) — зерна и дендритовидные образования (5—6%). Структура породы интерсертальная. Есть хлорито-палагонитовое вещество и более или менее типичный бурый палагонит. Отмечены единичные порфиrowые выделения (0,4×0,3 мм) и крупные микролиты (0,2××0,1 мм) основного плагноклаза. Вулканическое стекло встречается очень редко.

1392,0—1392,5 м (обр. 149, 150). Сильно измененные (альбитизированные, хлоритизированные, иногда карбонатизированные) породы основного состава зеленовато-серые, крепкие, трещиноватые, часто миндалекаменные. Можно выделить две разновидности пород:

1. Сильно измененные эффузивные породы основного состава. Их основная масса сложена тонкими (длина 0,08—0,10 мм, ширина 0,1—0,02 мм) полуразложенными лейстами альбитизированного плагноклаза, мелкими (0,01—0,02 мм) зернами полуразложенного моноклинного пироксена. Много зерен непрозрачных рудных минералов величиной 0,04—0,06 мм. В породе очень много мельчайших (0,02 мм и менее) точечных образований непрозрачного рудного минерала. Породы существенно карбонатизированы. Карбонаты образуют крупные многочисленные участки. Есть редкие миндалины, выполненные хлоритом и хлорит-палагонитовым веществом.

2. Сильно измененные миндалекаменные породы, сложенные мельчайшими (игольчатыми) полуразложенными лейстами альбитизированного плагноклаза, погруженного в полуразложенную массу, густо усеянную точечными образованиями непрозрачного рудного минерала. Отмечено несколько порфиrowых выделений плагноклаза. Очень много мелких (0,08—0,20 мм) миндалин, выполненных мелкоагрегатным и радиально-лучистым хлоритом. Строение миндалин радиально-серпистое и концентрическое. В образце 149 (базальт темно-серый, карбонатизированный, глубина 1391—1393 м) содержатся (в %): SiO_2 —42,29, Al_2O_3 —15,36, Fe_2O_3 —4,84, FeO —6,13, TiO_2 —2,62, MnO —0,53, P_2O_5 —0,32, CaO —10,73, MgO —

6,88, Na₂O—2,66, K₂O—0,26, п. п. п.—7,24, CO₂—5,54, H₂O—2,97, сумма—99,86.

1392,5—1393,0 м (обр. 150). Гиалобазальт зеленовато-серый, участками красноцветный. Основная масса его сложена на одних участках черной стекловатой массой, на других полуразложившейся стекловатой массой с огромным количеством точечных зерен непрозрачных рудных минералов, с лейстами полуразложившегося альбитизированного плагиоклаза. Много (25—30%) миндалин различной величины (в шлифе от 0,03 до 3—10 мм) и формы, выполненных зеленым мелкопластинчатым и мелкоагрегатным хлоритом.

Приведенные данные показывают, что верхняя пачка эффузивных пород представляет собой единый покров, который имеет отчетливо зональное строение. Его наиболее свежая часть выделена на глубине 1386—1392 м и сложена базальтами темно-серыми, хорошо раскристаллизованными, магнетито-пироксено-плагиоклазовыми, с хлорито-палагонитовым веществом и бурым палагонитом, с единичными порфиловыми выделениями основного плагиоклаза. Плагиоклазы представлены лабрадором, пироксены — моноклинными разновидностями, рудные минералы — магнетитом и титаномagnetитом. Выше (глубина 1377—1386 м) расположена слабо измененная часть покрова, в которой хорошо сохранились пироксены. В кровле (1375—1377 м) залегают сильно измененные (альбитизированные и хлоритизированные) породы. Ниже свежей части покрова выделяется 0,5 м (глубина 1392—1392,5 м) измененных и сильно измененных пород основного состава и в самой подошве — 0,5 м (глубина 1392,5—1393,0 м) гиалобазальтов.

Характерной особенностью пород покрова является их основной состав, что подтверждается результатами петрографических и химических исследований, присутствие палагонита и палагонит-хлоритового вещества.

Весьма закономерны изменения пород от средней наименее измененной зоны к верхней и нижней частям покрова. К ним относятся: 1) появление зеленовато-серых и красноцветных оттенков; 2) альбитизация и хлоритизация плагиоклазов, хлоритизация мезостазиса; 3) ожелезнение и карбонатизация пород — наблюдается сравнительно редко; 4) развитие по многочисленным трещинам кальцита, хлорита, гидроокислов железа; 5) появление цеолитов; 6) исчезновение пироксенов; 7) появление значительного количества миндалин, выполненных в данном покрове почти полностью хлоритом; 8) резкое увеличение содержания мелкого и мельчайшего (0,02 мм и менее) зерен непрозрачных рудных минералов (до 20—25%); 9) переход долеритовых и интерсертальных структур в спилитовые; нередко появляются порфиоровые структу-

ры, обусловленные присутствием порфировых выделений основного плагиоклаза.

Пачка вулканических туфов (глубина 1393—1397 м, мощность 4 м) сложена таким образом:

1393,0—1395,5 м (обр. 152, 153). Туфы вулканические красноцветные и зеленоватые, псаммитовые и псефитовые, витрокластические, базальтовые. Обломочная часть туфов состоит из округлых обломков величиной от 1,5 мм до 3—5 см. Среди них встречены:

1. Вулканическое стекло, находящееся на разной стадии изменения (основная масса обломков), — светло-зеленое, иногда совершенно чистое, часто пузыристое, нередко с многочисленными мелкоточечными выделениями непрозрачных рудных минералов, как правило, в различной степени раскристаллизованное и замещенное хлоритом. По степени раскристаллизации можно выделить: а) сапонитовые обломки — единичные; б) замещенные мелкоагрегатным хлоритом; в) замещенные мелкоагрегатным и мелкопластинчатым хлоритом; г) замещенные мелкоагрегатным мелкопластинчатым и крупнопластинчатым хлоритом. Степень раскристаллизации обломков самая различная. Свежих стекол практически нет.

2. Измененные базальтовые породы без пироксена — встречаются редко.

3. Породы среднего состава — красноцветные, мелкозернистые, стекловатые, иногда с перлитовой текстурой основной массы, в отдельных случаях порфировой структуры (в порфировых выделениях — средние плагиоклазы) — встречаются сравнительно часто (3—5%).

Цемент туфов — поровый, хлорито-стекловатый. Его цвет светло-серый с зеленоватым оттенком и светло-зеленый. В средней части пустот мелкоагрегатный и мелкопластинчатый зеленоватый хлорит, часто радиально-лучистый, по краям (ближе к обломочным зернам) выделяется отчетливая кайма (обычно двухслойная, реже однослойная и трехслойная) более светлого хлорита, в котором кристаллические индивидуумы перпендикулярны стенкам каймы.

1395,5—1397,0 м (обр. 154, 155). Туфы вулканические коричневатые, пятнами зеленоватые, витрокластические, глинисто-алевритовые и псаммитовые, с большим содержанием хлорита, некрепкие. По составу в основном такие, как и в предыдущем интервале. В зеленых разностях туфов резко преобладают (90—95%) обломки раскристаллизованного вулканического стекла светло-зеленой окраски, перешедшие в хлорит. Состав цемента такого же типа, как и обломков, — хлорит и раскристаллизованное вулканическое стекло. В одном из обломков сильно хлоритизированного и альбитизированного базальта есть крупные хлоритовые миндалины и многочис-

№ обр.	Породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
152	Туф вулканический, коричнево-пятнами зеленовато-серый (валовая проба)	47,79	12,46	8,30	7,09
152-1	Туфобрекчия (основная масса)	48,54	12,52	12,84	3,90
152-2	Обломок эффузивной породы основного состава из туфобрекчии	47,18	12,77	10,43	5,59
153	Туф вулканический, коричнево-пятнами зеленовато-серый	54,62	11,13	6,41	5,57

ленные выделения хлоритового и хлорит-палагонитового вещества зеленоватого и буровато-зеленоватого, полностью раскристаллизованного, с отчетливой каймой причудливых (по прямым линиям) очертаний.

Химические анализы, выполненные из четырех образцов туфов (152, 152-1, 152-2, 153) и слагающих их обломков (табл. 2), показывают, что они имеют основной (базальтовый) состав. Редкие обломки эффузивных пород более кислого состава, отмеченные в ряде образцов в незначительном количестве, существенно не влияют на химический состав.

Таким образом, рассмотренная выше пачка сложена вулканическими туфами красноцветной и зеленовато-серой окраски, псаммитовыми и псефитовыми, изредка глинисто-алевритовыми, витрокластическими, основного состава. Они сложены в основном обломками вулканического стекла (хлоритизированного, сапонитизированного и ожелезненного, с примесью обломков измененных базальтов (до 10—15%) и дацито-андезитовых пород (до 3—5%). Цемент туфов поровый, хлорито-стекловатый.

Вторая пачка эффузивных пород (глубина 1397—1403 м, мощность 6 м) сложена:

1397,0—1403,0 м (обр. 156, 157, 158). Эффузивные породы основного состава зеленые и зеленовато-серые, частично миндалекаменные. Наиболее сильно изменены в нижней и верхней частях. Основная масса пород сложена лейстами альбитизированного плагиоклаза, полуразложившего и разложившего. Их длина равна 0,2—0,3 мм, ширина 0,01—0,02 мм. Много зерен непрозрачного рудного минерала (0,02—0,06 мм). Отмечены единичные порфиновые выделения плагиоклазов. Нет пироксенов. В мезостазисе хлорито-стекловатое вещество.

В ряде образцов много миндалин величиной от десятых долей миллиметра до 1—1,5 см. В миндалинах — ярко-зеленый пластинчатый хлорит, светло-зеленоватый мелкоагрегат-

скважины Ротайчицы К12

TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	Сумма	H ₂ O	CO ₂
2,36	0,10	0,19	0,77	7,01	0,28	7,92	5,62	99,89	1,75	2,25
2,35	0,07	0,41	0,66	6,09	0,22	7,65	5,33	100,71	3,13	0,38
2,91	0,35	0,61	0,82	6,73	0,28	8,57	4,00	100,32	1,99	0,36
2,14	0,19	0,39	1,23	6,75	0,34	6,26	4,74	99,77	1,01	не опр.

ный и мелкопластинчатый хлорит. В двух миндалинах отмечены гидроокислы железа. В образце 157 много (5—7%) палагонита — светло-оранжевого и оранжевого, в основном изотропного, реже слабо и хорошо раскристаллизованного, с двупреломляющей каймой, вокруг которой очень часто выделяется жирная черная опалитовая оторочка. Встречены весьма оригинальные миндалины, выполненные крупнопластинчатым радиально-лучистым палагонитом и хлорит-палагонитовым веществом. Для примера опишем одну из таких миндалин. В центральной части находятся два слоя желтовато-зеленоватого хлорит-палагонитового вещества, затем — полоса (однослойная) ярко-оранжевого раскристаллизованного палагонита, далее — двуслойная полоса желтовато-зеленоватого хлорит-палагонитового вещества и, наконец, однослойная полоса ярко-оранжевого раскристаллизованного вещества. Внутри внешней каймы встречаются образования палагонита в виде полусферы радиально-лучистого строения. В нижней части (образец 158) есть гиалобазальты, в которых основная масса изменена очень сильно. В нем отмечены крупные миндалины (до 1 см), в которых встречаются: 1) хлорит крупнопластинчатый, радиально-лучистый, светло-голубой; 2) рудный минерал — сульфиды и др.; 3) ярко-зеленый мелкоагрегатного натечного вида минерал (хлорит?, возможно, медистый минерал (?), при +H сохраняет собственную окраску, имеет агрегатный облик).

Характерной особенностью пачки, представляющей, по-видимому, единый покров, является сильное изменение слагающих ее пород. Химический анализ трех образцов пород (сильно измененных, красноцветных и зеленых, иногда миндалекаменных) подтверждает их основной (базальтовый) состав. Анализ черного с зеленоватым оттенком вещества из миндалин (образец 157), как и петрографическое исследование, указывают на принадлежность его к палагониту (табл. 3).

Таблица 3

**Химический анализ палагонита из миндалинов эффузивных пород скважины Ротайчицы К12
(глубина 1396,7 — 1400,3 м)**

№ обр.	Породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	Сумма	H ₂ O	CO ₂
156	Изменная эффузивная порода															
	основного состава	43,57	13,95	9,67	6,49	2,74	0,23	0,38	0,90	9,48	2,61	3,65	6,59	100,27	0,95	не
156	»	43,45	13,70	7,40	9,00	2,93	0,19	0,37	1,14	10,30	2,35	2,94	6,33	100,10	1,47	опр.
156	»	48,72	12,94	5,44	7,07	2,91	0,14	0,89	0,96	10,70	1,94	2,72	6,10	100,60	1,61	2,18
157	Палагонит (из миндалинов)	46,62	7,52	9,95	11,10	0,20	0,04	0,40	0,16	10,19	0,13	6,50	7,61	100,45	0,75	0,49

Таблица 4

Химические анализы дацито-андезитовых порфиритов скважины Ротайчицы К12

№ обр.	Глубина отбора образцов, м	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	Сумма	H ₂ O	CO ₂
176	1432—1434	65,52	14,94	0,76	2,29	0,99	не опр.	0,23	3,31	4,05	1,61	0,85	5,37	99,92	7,58	2,63
178	1434—1438	68,24	13,76	1,26	1,95	0,97	»	0,22	3,09	3,70	3,40	0,57	5,49	100,70	7,61	2,39
178(1)	1434—1438	65,69	14,83	1,55	1,04	0,86	0,04	0,21	3,16	3,51	1,96	0,89	6,90	100,64	5,86	не опр.
179	1434—1438	66,64	13,22	2,55	1,45	0,84	0,02	0,27	2,35	3,22	3,78	1,25	5,24	100,73	6,39	1,99
179(2)	1434—1438	66,06	13,58	2,78	1,32	0,94	0,04	0,25	6,69	3,41	1,61	1,28	6,79	99,98	5,79	не опр.

Вторая пачка эффузивных пород представлена маломощным (6 м) покровом эффузивов основного состава, зеленовато-серых и красноцветных, в различной степени измененных. Наиболее сильно изменены верхняя и нижняя части покрова. В породе много лейст альбитизированного плагиоклаза, зерен непрозрачных рудных минералов. Отмечены единичные порфиновые выделения плагиоклазов. Нет пироксенов. В мезостазисе — стекловато-хлоритовое вещество. Многочисленные миндалины выполнены хлоритом, палагонитом. В самой нижней части покрова отмечены гналобазальты, многочисленные миндалины которых выполнены хлоритом и частично рудным минералом. Основной состав эффузивных пород и присутствие палагонита подтверждены петрографическими и химическими исследованиями.

Подтоща средних (андезито-дацитовых и дацито-андезитовых) пород и их туфов (глубина 1403—1467 м, мощность 64 м). Разрез вулканогенной толщи скважины К12 характерен присутствием в средней части подтоща средних эффузивных пород и их туфов. В ее составе выделены: пачка вулканических туфов и пачка эффузивных пород среднего состава.

Пачка вулканических туфов среднего (андезитового и дацито-андезитового) состава (глубина 1403—1423 м, мощность 20 м) имеет следующее строение:

1403,0—1405,0 м (обр. 159). Туфы вулканические серовато-красно-бурые, пятнами зеленовато-серые и зеленые, псаммитовой и псефитовой структуры, резко разнотекстурированные, литовитрокластические, среднего состава, приближаясь иногда к кислым. Величина преобладающих обломков равна 3—7 мм, наиболее крупных доходит до 1—2 см. Обломки изометричные, округлые, сильно измененные. Среди них выделены следующие разновидности:

1. Андезиты красноцветные. Их основная масса мелкоагрегатная, вторично-кристаллизационная (раскристаллизованное вулканическое стекло) и стекловатая, участками ожелезненная. Продукты раскристаллизации серо-бурые, трудноопределимые. В этой мелкоагрегатно-стекловатой массе содержится значительное количество разноориентированных мелких лейст альбитизированного плагиоклаза. Часто встречаются порфиновые выделения плагиоклаза и роговой обманки. Плагиоклазы полностью замещены глинисто-серицитовыми продуктами, роговая обманка — зеленым хлоритом. В отдельных обломках отмечены гнезда вторичного кварца и халцедона. Значительная часть обломков (более мелких) не содержит порфириновых вкрапленников. Обломки андезитовых пород составляют примерно 60% от общего количества обломочного материала.

2. Вулканическое стекло среднего (иногда до кислого) состава, часто перлитовой текстуры, стекловатой и вторично-кристаллизационной (мелкоагрегатной) структуры. Обломки обычно серые, реже красноцветные и зеленые (сильно хлоритизированные). В некоторых обломках встречаются гнезда вторичного кварца и халцедона. Обломки вулканического стекла составляют примерно 35% от общей массы обломков.

3. Основные эффузивные породы сильно измененные — единичные обломки.

Туфы среднесцементированные. Цемент представлен вулканогенной непрозрачной массой (стекловато-ожелезненной), иногда с хлоритом. В анализированном образце красноцветного вулканического туфа (обр. 159, глубина 1403—1404 м) содержится (в %): SiO_2 —67,35, Al_2O_3 —11,87, Fe_2O_3 —3,80, FeO —1,98, TiO_2 —0,98, MnO —0,02, P_2O_5 —0,10, CaO —0,31, MgO —2,30, Na_2O —0,86, K_2O —7,28, п. п. п.—2,65, H_2O —0,67, CO_2 —1,91, сумма—99,50. Несмотря на высокое содержание кремнезема (67,35%), туф следует считать по составу средним. Избыток кремнезема связан с наличием гнезд вторичного кварца и халцедона.

1405,0—1409,0 м (обр. 160, 161). В основном такие же вулканические туфы, как и в предыдущем интервале. Отмечено несколько прослоев туфов пелито-алевритовой структуры. Из интервала изучено два образца туфов (160, 161).

В образце 160 типичные для интервала вулканические туфы псефито-псаммитовые, резко разнозернистые, лито-витрокластические, среднего состава. Состав обломков и цемента туфов в основном такой, как и в предыдущем интервале.

В образце 161 туф вулканический, красно-бурый, мелкопесчано-алевритовый, витрокластический, среднего состава. Обломки составляют примерно 60%, цемент—40%. Обломочная часть резко разнозернистая. Величина обломков колеблется от 0,02—0,04 до 0,10—0,20 мм. Форма их самая различная — от изометричной до рогульчатой. Последних очень много. Обломки полностью представлены раскристаллизованным вулканическим стеклом среднего состава. В проходящем свете обломки светло-серые, иногда со слабым буроватым и оранжевым оттенком, при +Н изотропные или изотропно-мелкоагрегатные. По стеклу развиваются вторичные (глинистые) минералы серой интерференционной окраски. На отдельных обломках стекла хорошо выражены фрагменты перлитовой текстуры. В цементе (его тип базальный) — стекловато-ожелезненная непрозрачная масса.

В анализированном образце (161) определены следующие компоненты (в %): SiO_2 —58,08, Al_2O_3 —14,08, Fe_2O_3 —12,23, FeO —0,92, TiO_2 —1,23, MnO —0,06, P_2O_5 —0,13, CaO —0,44, MgO —3,58, Na_2O —0,95, K_2O —4,09, п. п. п.—4,40, H_2O —2,05,

сумма—100,19. Химические данные подтверждают средний состав туфов. Несколько пониженное содержание кремнезема (58%) связано со значительным количеством здесь соединений железа.

1409,0—1421,0 м (обр. 162, 163). Туфы вулканические красноцветные, пятнами зеленовато-серые, крупнопсаммитовые и псефитовые, лито-витрокластические, среднего состава (андезитовые). Сложены обломками величиной до 3—4 см сильно измененных эффузивных пород среднего состава (андезитов) и вулканического стекла среднего, иногда кислого состава (красно-бурого, светло-бурого, серого, светло-серого), часто с отчетливой перлитовой текстурой. В цементе пелито-алевритовый туф, состоящий из стекловатых и мелкоагрегатно-стекловатых обломков раскристаллизованного вулканического стекла среднего состава различной формы (в том числе и рогульчатых), сцементированных непрозрачной железненно-стекловатой массой. В отдельных обломках на фоне стекловатой отчетливо перлитовой массы выделяется большое количество плагиоклаза и мельчайших (точечных) выделений непрозрачных рудных минералов.

1421,0—1422,5 м (обр. 164, 165). В основном такие же, как в предыдущем интервале, грубозернистые псаммитовые и псефитовые туфы, в которых величина обломков доходит до 10 см, красноцветные, лито-витрокластические, с вулканогенным цементом. В крупных обломках среднего состава характерны многочисленные лапчато-округлые оранжевые образования радиально-лучистого и сферолитового строения. При +Н они сохраняют собственную окраску. В некоторых образцах (165) порода очень сильно окремнелая. Она содержит многочисленные гнезда (в обломках и цементирующей массе) крупнозернистого, среднезернистого и мелкозернистого кварца и халцедона.

1422,5—1423,0 м (обр. 166). Туф вулканический пелито-алевритовой структуры, коричневый, крепкий, ожеженный. Он представлен стекловато-ожеженной коричневой массой («цемент базального типа»), составляющей 50—60%, и обломками (40—50%) серого, реже красноцветного вулканического стекла, вторично раскристаллизованного, мелкоагрегатного. Вторичные минералы, развивающиеся по обломкам стекла, глинистые с серой интерференционной окраской. Величина обломков равна 0,01—0,10 мм, форма их различная — от округлых до рогульчатых. Отдельные нежеженные участки породы сложены серой пелитовой изотропной стекловатой массой.

В анализированном образце туфа (166) содержатся следующие компоненты (в %): SiO_2 —51,37, Al_2O_3 —15,30, Fe_2O_3 —17,12, FeO —1,03, TiO_2 —2,33, MnO —0,08, P_2O_5 —0,16, CaO —

0,60, MgO—2,00, Na₂O—0,71, K₂O—5,03, п. п. п.—4,35, сумма — 100,08, H₂O—2,73. Туф имеет средний (андезитовый) состав. Несколько пониженное содержание кремнезема (51,37%) связано с сильным ожелезнением породы (содержание соединений железа в ней равно 18,15%).

Пачка эффузивных пород среднего (андезитового и дацито-андезитового) состава (глубина 1423—1467 м, мощность 44 м) имеет следующее строение:

1423,0—1424,5 м (обр. 167). Эффузивные породы среднего состава (андезитовые порфириты), сильно измененные, коричневые, пятнами зеленовато-серые и зеленые, с многочисленными порфиристыми выделениями (до 1—4 мм) сильно измененного плагиоклаза. Под микроскопом отчетливо видны следы течения лавы. В ее основной массе выделена несколько невыдержанных полос: 1) серая и красноцветная изотропная масса, в одних случаях с лейстами плагиоклаза, в других — без них; 2) красноцветное и серое вулканическое стекло перлитовой текстуры, стекловатой и вторично кристаллизационной (по вулканическому стеклу) структуры с лейстами полуразложенного плагиоклаза; 3) железисто-стекловатая непрозрачная масса. В породе часто встречаются порфиристые выделения среднего плагиоклаза, сильно измененные, побуревшие, иногда полностью замещенные вторичными (глинистыми и др.) продуктами.

В образце 167 содержатся (в %): SiO₂—52,68, Al₂O₃—18,12, Fe₂O₃—10,71, FeO—1,27, TiO₂—1,45, MnO—0,03, P₂O₅—0,64, CaO—0,65, MgO—2,57, Na₂O—1,42, K₂O—5,64, п.п.п.—5,23, H₂O—3,76, CO₂—0,81, сумма—100,51. Порода имеет средний состав. Несколько понижение по сравнению со средними породами содержание кремнезема (52,68%) обусловлено высоким содержанием в ней соединений железа (11,98%).

1424,5—1427,0 м (обр. 168, 169). Эффузивные породы среднего состава (андезитовые и дацито-андезитовые порфириты), сильно измененные, пестроцветные (зеленые, зеленовато-серые, темно-лиловые), сравнительно крепкие. Основная масса породы сложена вулканическим стеклом, изредка изотропным, обычно вторично раскристаллизованным (мелкоагрегатным) с отчетливой перлитовой текстурой. В зеленых разностях (обр. 168) по стеклу интенсивно развивается хлорит и глинистый минерал (при +Н серый, по-видимому, монтмориллонит), в красноцветных (обр. 169) — глинистый минерал (монтмориллонит?) без хлорита и многочисленные выделения гидроокислов железа, концентрирующиеся на отдельных участках породы. В породе много полособразных выделений светлоранжевого изотропного стекловатого вещества. В стекловатой массе встречаются на отдельных участках тонкие лейсты

плагноклаза. Часто встречаются порфиновые выделения плагноклаза (андезина) различной величины (0,5—1,5 мм), которые полностью или почти полностью замещены глинистыми минералами, реже хлоритом. Только в отдельных порфиробластах плагноклаза сохранилось двойникование. Отмечено несколько крупных линзовидных выделений хлорита, кварца и халцедона. Встречаются кристаллы апатита.

1427,0—1432,0 м (обр. 170, 171, 172, 173, 174). Эффузивные породы среднего состава (андезитовые и дацито-андезитовые порфириты), измененные, в верхней части красноцветно-лиловые и зеленовато-серые, ниже преимущественно зеленовато-серые, в самой нижней части светлые, зеленовато-серые и серые, некрепкие, трещиноватые. По трещинам есть выделения гидроокислов железа, хлорита (прожилки до 4 мм) и др. Из этого интервала петрографически изучено 5 образцов (170, 171, 172, 173, 174), выполнено два химических анализа (170, 174). Эти данные показывают, что основная часть пород сложена вулканическим стеклом, на отдельных участках изотропным, обычно же вторично раскристаллизованным (мелкоагрегатным, лишь изредка хорошо раскристаллизованным), часто перлитовой текстуры. Продукты раскристаллизации стекла — хлорит, глинистые минералы (при +Н серые), есть выделения гидроокислов железа. В красноцветных разностях пород много гидроокислов железа, в зеленых — хлорита. Часто встречаются порфиновые выделения плагноклаза (андезина) различной величины (до 1—1,5 мм), сильно измененные, но более «свежие», чем в предыдущем интервале. По ним развиваются глинистые минералы, реже хлорит, альбит. Многие зерна плагноклазов распадаются на мелкие отдельности, между которыми развиваются гидроокислы железа, кварц, халцедон. В породе нередко встречаются линзовидные, реже округлые пустоты (до 1 мм), выполненные кварцем и халцедоном: 1) в центральной части находится крупнозернистый кварц, затем следуют тонкие полоски гидроокислов железа и буроватого мелкоагрегатного халцедона, светло-серый мелкоагрегатный халцедон, бледно-голубой хлорит; 2) центральная часть выполнена крупнозернистым кварцем, вся остальная — мелкоагрегатным зеленовато-серым хлоритом; 3) вся пустота заполнена мелкоагрегатным зеленовато-серым хлоритом. В породе отмечены кристаллы апатита размерами до 0,7 мм.

В образце 170 содержатся следующие компоненты (в %): SiO_2 —64,11, Al_2O_3 —13,12, Fe_2O_3 —4,70, FeO —2,28, TiO_2 —0,90, MnO —0,03, P_2O_5 —0,66, CaO —0,64, MgO —4,50, Na_2O —1,09, K_2O —3,37, п.п.п.—5,0, H_2O —2,58, CO_2 —1,89, сумма—100,43; в образце 174: SiO_2 —63,74%, Al_2O_3 —14,76, Fe_2O_3 —0,03, FeO —2,69, TiO_2 —1,12, MnO —0,07, P_2O_5 —0,24, CaO —2,61, MgO —4,07, Na_2O —2,92, K_2O —1,31, п.п.п.—5,69, H_2O —8,01,

CO₂—2,39, сумма—100,25. Данные химических анализов подтверждают средний состав анализируемых пород.

1432,0—1439,0 м (обр. 175, 176, 177, 178, 179). Эффузивные породы среднего состава (андезитовые и дацит-андезитовые порфириты) серые и темно-серые, пятнами красноцветные, некрепкие, трещиноватые, с порфиристыми выделениями плагиоклаза, иногда хлорита, цеолитов. Основная масса породы обычно вторично раскристаллизована (мелкоагрегатная, изредка хорошо раскристаллизованная), участками изотропная, нередко со слабо выраженной перлитовой текстурой, серая и зеленовато-серая. По ней развиваются глинистые минералы (при +Н серые), хлорит, гидроокислы железа (в виде отдельных скоплений). В основной массе в небольшом количестве содержатся беспорядочно ориентированные лейсты альбитизированного плагиоклаза. Часто встречаются порфиритовые вкрапления плагиоклаза (андезина) величиной до 1—2 мм, свежие, с небольшим содержанием вторичных продуктов, их № 45—50 (в обр. 175 — 45—48, в обр. 176 — 50). Петрографически изучены образцы 175, 176, 177, 178, 179, выполнено 5 химических анализов (обр. 176, 178, 179), результаты которых приведены в табл. 4.

Все анализируемые образцы весьма сходны между собой по химическому составу и относятся к средним (дацито-андезитовым) породам. Несколько повышенное содержание в этих породах кремнезема (65,52—66,29%) обусловлено частичным вторичным их окремнением.

1439,0—1441,0 (обр. 180). Эффузивные породы (дацито-андезитовые порфириты со стекловатой перлитовой основной массой и перлиты), яркие красно-коричневые, плотные, крепкие, на одних участках с многочисленными порфиристыми выделениями плагиоклаза до 1—3 мм (дацито-андезитовые породы), на других — без них (перлиты).

Основная масса пород представлена вулканическим стеклом кислого состава, вторично раскристаллизованная, с идеально выраженной перлитовой текстурой. Она состоит из округлых шароподобных образований величиной в 0,10—1,0 мм, иногда крупнее или мельче, имеющих концентрически скорлуповатое строение. В состав основной массы входят два компонента: 1) стекловато-ожелезненные участки, красно-бурые и прозрачные, развитые по всему шлифу, но концентрирующиеся в шариках — перлах; 2) серое мелкоагрегатное глинистое вещество, развивающееся по вулканическому стеклу, оно в виде тонкой нити обвивает шарики и другие участки породы. В этой вторично раскристаллизованной стекловатой массе выделяются мелкие лейсты плагиоклаза. Порфиритовые выделения представлены плагиоклазом (лабрадором № 55), сравнительно свежим. В анализируемом образце содержатся

(в %): SiO_2 —68,17, Al_2O_3 —12,86, Fe_2O_3 —2,11, FeO —1,08, TiO_2 —0,79, MnO не обн., P_2O_5 —0,20, CaO —2,99, MgO —2,87, Na_2O —3,08, K_2O —0,45, п.п.п.—6,09, H_2O —6,02, CO_2 —1,62, сумма—100,69. Эти данные подтверждают принадлежность к породе, переходной от средней к кислой.

1441,0—1442,5 м (обр. 181). Эффузивные породы среднего состава (андезито-базальтовые порфириты) темные красно-цветно-серые, крепкие, трещиноватые, измененные, альбитизированные, частично хлоритизированные, спилитоподобные. Их основная масса имеет буровато-серую окраску и сложена в основном лейстами альбитизированного плагиоклаза, который погружен в буровато-серый мелкоагрегатно-стекловатый базис. Встречаются порфиновые выделения сравнительно свежего плагиоклаза (андезин, кислый лабрадор). В основной массе много выделений неопределенной формы зеленовато-серого хлорита и рудного минерала. Часто встречаются округлые миндалины, выполненные в основном анальцимом, реже хлоритом и непрозрачным рудным минералом: а) вся миндалина выполнена анальцимом буровато-серым, в проходящем свете мелкоагрегатным, изотропным; б) почти вся миндалина выполнена анальцимом буровато-серым, хорошо выделяется тонкая кайма светлого зеленовато-серого мелкопластинчатого хлорита; в) миндалина выполнена хлоритом зеленовато-серым, радиально-лучистым; г) в центральной части миндалины рудный непрозрачный минерал, далее кайма мелкоагрегатного анальцима и, наконец, зеленовато-серого хлорита; д) миндалина полностью выполнена непрозрачным рудным минералом; е) миндалина полностью выполнена буровато-оранжевым мелкоагрегатным изотропным веществом.

1442,5—1444,0 м (обр. 182, 183). Эффузивные породы среднего состава (андезито-дацитовые порфириты и дацитовые порфиры) лиловые, темные серовато-лиловые, зеленые, пятнами серые, измененные, с порфировыми выделениями плагиоклаза и цеолитами. Основная масса сложена стекловатой вторично раскристаллизованной (мелкоагрегатной) массой, иногда со слабо выраженной перлитовой текстурой, серой, буроватой, зеленовато-серой, со значительным содержанием тонких игольчатых лейст альбитизированного плагиоклаза (беспорядочно ориентированных), в одних образцах с хлоритом, в других с гидроокислами железа. Судя по химическим анализам (в образце 182 содержится кремнезема 69,11%) и учитывая присутствие здесь порфиновых вкрапленников среднего плагиоклаза, основная масса породы имеет средний состав, приближаясь к кислому. Встречаются порфиновые выделения плагиоклаза (андезина) со значительным содержанием вторичных продуктов. По трещинам отмечены непрозрачные рудные минералы. Есть единичные пустоты, выполненные квар-

цем, халцедоном и хлоритом, тонкие полоски которых неоднократно чередуются между собой.

В анализированном образце (182) содержатся (в %): SiO_2 —69,11, Al_2O_3 —13,34, Fe_2O_3 —1,03, FeO —0,80, TiO_2 —1,04, MnO не обн., P_2O_5 —0,22, CaO —2,02, MgO —2,43, Na_2O —2,52, K_2O —4,08, п.п.п.—3,36, H_2O —4,27, CO_2 —1,86, сумма—99,85.

1444,0—1449,0 м (обр. 184, 185). Эффузивные породы среднего состава (андезито-дацитовые порфириды и дацитовые порфиры) ярко-зеленые, пятнами сильно измененные. В зеленых разностях в большом количестве содержится хлорит (по вулканическому стеклу), в красноцветных — красноцветное вулканическое стекло перлитовой текстуры. На ряде участков породы сильно окремнелые.

Основная масса породы сложена вторично кристаллическим вулканическим стеклом (мелкоагрегатным, чешуйчатым), в одних случаях зеленовато-серым и зеленым, сильно хлоритизированным; в других — хорошо раскристаллизованным «вулканическим стеклом» красноцветным, часто перлитовой текстуры. На участках между красноцветными округлыми образованиями интенсивно развивается зеленый хлорит.

На многих участках породы сильно окремнелые (обр. 185). Много халцедона в основной массе, а также в мелких чечевицеобразных пустотах. В такого типа пустотах развивается зеленый хлорит, а иногда рудные минералы и цеолиты. На многих участках перлитовая текстура выражена очень хорошо. Есть сильно измененные порфиновые выделения плагиоклаза (андезина).

В образце 184 содержатся следующие компоненты (в %): SiO_2 —75,74, Al_2O_3 —8,55, Fe_2O_3 —2,38, FeO —1,63, TiO_2 —1,40, MnO —0,08, P_2O_5 —0,13, CaO —0,45, MgO —1,69, Na_2O —1,06, K_2O —4,37, п.п.п.—3,06, H_2O —0,74, сумма—100,54. Высокое содержание в породе кремнезема (75,74%) не отражает состав породы. Оно связано с ее сильным вторичным окремнением.

1449,0—1453,0 м. Эффузивные породы среднего состава (андезитовые и дацито-андезитовые порфириды), серые, зеленовато-серые, участками зеленые, некрепкие, часто миндалякообразные (в миндалинах кварц, халцедон, цеолиты), с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза. Зеленые разности сильно хлоритизированы. Породы часто вторично окремнелые. Петрографически изучено три образца (186, 187, 188) и выполнен один химический анализ. Эти данные позволяют выделить в интервале три разновидности эффузивных пород:

1. Андезито-дацитовая порода зеленовато-серая (обр. 186). Ее основная масса представлена раскристаллизованным вулканическим стеклом буровато-серым и зеленовато-серым, иногда со слабо выраженной перлитовой текстурой, часто с хлоритом, с редкими игольчатыми лейстами альбитизирован-

ного плагиоклаза, с порфировыми вкрапленниками полуразложженного плагиоклаза (андезина). Отмечены единичные тонкие прожилки и единичные мелкие пустоты, выполненные зеленовато-серым мелкоагрегатным хлоритом. В анализированном образце содержатся следующие компоненты (в %): SiO_2 —63,62, Al_2O_3 —17,10, Fe_2O_3 —1,79, FeO —1,15, TiO_2 —0,96, MnO —0,07, P_2O_5 —0,22, CaO —0,62, MgO —3,17, Na_2O —5,06, K_2O —3,27, п.п.п.—3,59, H_2O —0,3, сумма—100,62.

2. Дациито-андезитовый порфирит зеленый, миндалекаменный (обр. 187). Его основная масса представлена мелкоагрегатным стекловато-хлоритовым веществом, с тонкими лейстами альбитизированного плагиоклаза. Часто встречаются порфировые вкрапленники плагиоклаза (андезина). В породе очень много линзовидных (чечевицеобразных), изредка округлых миндалин величинной в 0,06—0,30—0,50 мм, иногда крупнее (до 1—2 мм), выполненных в основном кварцем и халцедоном, реже хлоритом, цеолитами, мелкоагрегатным анальцимом. Наиболее характерной особенностью породы является сильное окремнение, появление вторичного халцедона и мелкозернистого кварца в многочисленных миндалинах (кварц и халцедон выполняют их частично или полностью), трещинах и в основной массе.

3. Дациито-андезитовый порфирит зеленовато-серый, пятнами красноцветный, миндалекаменный, окремненный (обр. 188). Содержит очень много миндалин (преимущественно округлых), выполненных анальцимом (буровато-серым, мелкоагрегатным, изотропным), кварцем и халцедоном, реже хлоритом зеленовато-серым, отмечены цеолиты. Выделения кварца и халцедона характерны для многочисленных миндалин, пустот и основной массы.

1453,0—1459,0 м (обр. 189, 190). Эффузивные породы среднего состава (андезитовые и дациито-андезитовые порфириты), зеленовато-серые, лилово-серые и темно-лиловые, сильно измененные, крепкие, часто сильно окремненные, порфировой структуры, иногда с перлитовой текстурой основной массы. Зеленые разности сильно хлоритизированы. Можно выделить две разновидности пород:

1. Дациито-андезитовые порфириты (обр. 190) лиловой окраски.

Основная масса породы представлена вторично раскристаллизованным вулканическим стеклом перлитовой текстуры с разложенными тонкими лейстами плагиоклаза, красноцветным и серым, с частыми выделениями бурого полуразложженного плагиоклаза (андезина). Зеленый хлорит встречается очень редко, заметных следов окремнения не видно.

2. Сильно измененная хлорито-кремнистая порода (обр. 189) с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза (изменен-

ный дацито-андезитовый порфирит). Ее основная масса представлена вторичным мелкоагрегатным кварцем, реже — мелкоагрегатно-стекловатой массой и зеленовато-серым хлоритом. Вследствие сильного окварцевания породы в ней не видно лейст плагиоклаза. Порфиновые выделения полуразложненного плагиоклаза (андезина) многочисленны. По данным химического анализа, в породе содержатся (в %): SiO_2 —78,36, Al_2O_3 —8,63, Fe_2O_3 —1,00, FeO —2,07, TiO_2 —0,53, MnO —0,06, P_2O_5 —0,17, CaO —0,48, MgO —2,61, Na_2O —3,04, п.п.п.—3,22, H_2O —0,76, сумма—100,77. Весьма высокое содержание кремнезема (78,36%) связано с вторичным ее окварцеванием.

1459,0—1465,0 м (обр. 191, 192). Эффузивные породы среднего (дацито-андезитового) состава, сильно измененные, зеленовато-серые, участками красноцветные, миндалекаменные, в основном такие, как на предыдущем интервале. Некоторые разности сильно окремненные и хлоритизированные. Количество миндалин доходит до 20%. Миндалины чаще чечевицепоподобные. Они выполнены кварцем, бурым цеолитом, белым цеолитом, хлоритом, непрозрачным рудным минералом.

В анализированном образце (192) содержатся (в %): SiO_2 —73,03, Al_2O_3 —10,83, Fe_2O_3 —1,97, FeO —1,82, TiO_2 —0,72, MnO —0,01, P_2O_5 —0,56, CaO —0,48, MgO —2,30, Na_2O —2,82, K_2O —3,18, п.п.п.—2,69, H_2O —0,66, CO_2 —0,79, сумма—100,54. Резко повышенное содержание в нем кремнезема связано с вторичным окварцеванием породы.

В красноцветном веществе из мелких миндалин образца 192-2 определены (в %): SiO_2 —53,71, Al_2O_3 —12,39, Fe_2O_3 + FeO —17,84, TiO_2 —0,59, MnO —0,01, P_2O_5 не опр., CaO —0,94, MgO —5,18, Na_2O —0,74, K_2O —2,76, п.п.п.—6,56, H_2O —1,00, сумма—100,72; в светло-сером веществе образца 192-3 содержится: SiO_2 —49,73, Al_2O_3 —18,39, Fe_2O_3 + FeO —9,94, TiO_2 —0,23, MnO —0,04, P_2O_5 не опр., CaO —0,33, MgO —8,34, Na_2O —0,57, K_2O —4,55, п.п.п.—8,13, H_2O —1,07, сумма—100,25. Приведенные результаты химических анализов не соответствуют ни одному минеральному виду. Это объясняется тем, что содержащее даже мелких миндалин представлено несколькими минералами.

1465,0—1467,0 м. Сильно измененные эффузивные породы среднего состава (андезиты), альбитизированные и хлоритизированные, темно-лиловые, участками зеленые, крепкие, трещиноватые, часто миндалекаменные. Величина миндалин колеблется от долей миллиметра до 5—7 мм, их форма различная, распределены в породе неравномерно. Основная масса породы сложена лейстами альбитизированного плагиоклаза, сильно измененного, побуревшего, с расплывчатыми краями. Лейсты плагиоклаза погружены в хлорито-стекловатую массу. Характерны многочисленные мельчайшие выделения непро-

зрачных рудных минералов, очень много хлорита, развитого и в мезостазице и по плагиоклазам, а также в виде многочисленных мелких обособлений, которые сопровождаются обильными выделениями непрозрачного рудного минерала (в виде внешней каймы, скоплений и т. д.). Такие обособления имеют следующее строение: внутри они сложены мелкопластинчатым хлоритом, окружающая его кайма также хлоритовая, а затем следует оторочка из непрозрачных рудных минералов.

Многочисленные миндалины выполнены в основном хлоритом и кварцем, реже рудным минералом (сульфиды). Можно выделить следующие типы миндалин: 1) центральная часть выполнена кварцем, следующая за ним тонкая полоска — мелкоагрегатным халцедоном, затем — полоска хлорита (одна или несколько каемок); 2) почти вся миндалина выполнена крупнозернистым кварцем, в котором наблюдается концентрация по радиально-лучевым направлениям рудного минерала — сульфида, вокруг кварца развита тончайшая хлоритовая кайма; 3) внутренняя часть миндалины выполнена хлоритом, внешняя — кварцем; 4) внутренняя часть миндалины заполнена хлоритом, внешняя — непрозрачным рудным минералом; 5) миндалина выполнена в основном хлоритом, в котором наблюдаются выделения кварца. Возможны и другие комбинации в сочетании в миндалинах хлорита, кварца, халцедона и рудного минерала.

В нижней части отмечен «прослой» (10 см) светло-серой окремнелой эффузивной породы среднего состава. Структура порфировая. Основная часть сложена хорошо раскристаллизованной кварцево-хлоритовой массой (по вулканическому стеклу), на фоне которой выделяются сильно измененные порфировые выделения плагиоклаза, по которому интенсивно развиваются серицит и хлорит.

Таким образом, в составе подтолщи средних эффузивных пород и их туфов выделено две пачки: нижняя — эффузивных пород (глубина 1423—1467 м, мощность 44 м) и верхняя — туфов (глубина 1403—1423 м, мощность 20 м).

Нижняя пачка эффузивных пород среднего состава сложена андезитовыми, дацито-андезитовыми, андезито-дацитовыми порфиритами, переходящими на отдельных интервалах в дацитовые порфиры. Структура их порфировая, обычно с гиалопилитовой, реже гиалиновой, микролитовой и криптокристаллической основной массой. Весьма характерна перлитовая текстура стекловатой массы породы. Окраска пород красноватая темно-лиловая, зеленая, зеленовато-серая, иногда типично пестроцветная. Породы трещиноватые, в верхней и нижней частях существенно измененные.

Основная масса породы сложена вулканическим стеклом среднего (иногда до кислого) состава, обычно в различной

степени раскристаллизованным, участками изотропным, с отчетливой перлитовой текстурой. В зеленых разностях по стеклу интенсивно развиваются хлорит и глинистые минералы, в красноцветных — глинистые минералы и гидроокислы железа. В основной стекловатой массе встречаются в различном количестве тонкие лейсты альбитизированного плагиоклаза. В породе очень много порфирировых вкрапленников андезина и кислого лабрадора (№ 48—55) различной величины (1—4 мм), по которым развиваются хлорит и глинистые минералы. Многие вкрапленники плагиоклаза замещены этими минералами.

В нижней части пачки породы существенно миндалекаменные. Содержание миндалин доходит до 10—20%. Форма миндалин линзовидная, чечевицеобразная, они выполнены кварцем, халцедоном, хлоритом, реже анальцитом и цеолитами.

Характерной особенностью пород пачки является их сильное окремнение. Кварц, халцедон и опал развиты в миндалинах, пустотах, основной массе, по порфирировым вкрапленникам. Некоторые разности в верхней и нижней частях настолько сильно хлоритизированы и окремнены, что полностью потеряли свой первоначальный облик и превратились в хлорито-кремнистые породы.

Химические анализы эффузивных пород пачки подтверждают их средний состав (табл. 17, обр. 170, 174, 176, 178, 179, 180, 182, 184, 186, 189).

Повышенные содержания кремнезема в ряде образцов связаны не с исходным составом породы, а с ее последующим окремнением. Характерно, что стекловато-раскристаллизованный мезостазис породы имеет более кислый состав, чем порфирировые вкрапленники.

На отдельных интервалах (1441,5—1442,5 м и др.) среди пород среднего состава встречены переходные разности — андезито-базальтовые порфириты темные красноцветно-серые, крепкие, трещиноватые, измененные (альбитизированные, часто хлоритизированные), спилитоподобные. Их основная масса сложена лейстами альбитизированного плагиоклаза, которые погружены в буровато-серый мелкоагрегатный или стекловатый мезостазис, содержит много выделений хлорита и рудного минерала. Есть порфирировые выделения плагиоклаза. Часто встречаются округлые миндалины, выполненные в основном анальцитом, реже хлоритом и непрозрачными минералами.

Верхняя пачка подтолщи средних эффузивных пород и их туфов сложена туфами среднего (андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава), красноцветными, серовато-красноцветными, пятнами зеленовато-серыми и зелеными, псаммитовой и псефитовой, реже алевритовой структуры, рез-

ко разнозернистыми, витро-литокластическими и витрокластическими. В крупнопсаммитовых и псефитовых туфах величина преобладающих обломков равна 1—10 мм, наиболее крупные доходят до 1—4 см, иногда до 10 см. Обломки округлые, сильно измененные, среди них выделены: 1) андезиты (до 60%) красноцветные, их основная масса мелкоагрегатная, вторично-кристаллическая (раскристаллизованное вулканическое стекло) и стекловатая, участками ожелезненная, в основной массе много тонких лейст альбитизированного плагиоклаза, часто встречаются порфиновые выделения среднего плагиоклаза, иногда роговой обманки, отмечены гнезда вторичного кварца и халцедона; 2) вулканическое стекло среднего (иногда до кислого) состава (до 35—40%), часто перлитовой текстуры, стекловатой и вторично-кристаллической структуры, серой, реже красноцветной и зеленой (хлоритизированные разности) окраски; 3) основные эффузивные породы (от единичных обломков до 1—2%) сильно измененные.

Туфы среднесцементированы. Цемент представлен вулканогенной непрозрачной массой (стекловатой, ожелезненной), иногда с хлоритом и различным содержанием обломков пелитовой и алевритовой размерности раскристаллизованного вулканического стекла среднего состава. Форма обломков цементирующей части преимущественно рогульчатая. Некоторые разности туфов (и обломки и цементирующая часть) сильно окремнелые. Химический анализ одного из анализированных образцов красноцветного вулканического туфа крупнопсаммитовой структуры (обр. 159) приведен в табл. 19. Несмотря на высокое содержание в нем кремнезема (67,35%), туф следует считать по составу средним. Избыток кремнезема связан с наличием в породе гнезд вторичного кварца и халцедона.

Алевритовые и мелкопсаммитовые туфы красно-бурые, витрокластические, андезитовые. Их обломочная часть разнозернистая (0,02—0,20 мм). Обломки округлые и рогульчатые, представлены раскристаллизованным вулканическим стеклом среднего состава, иногда перлитовой текстуры. В цементе базального типа стекловатая ожелезненная непрозрачная масса. Химический анализ одного из образцов туфа (161, глубина 1407 м) подтверждает его средний состав. Несколько пониженное содержание в нем кремнезема (58%) связано со значительным содержанием здесь соединений железа.

Туфы пелито-алевритовой структуры красноцветные, крепкие, ожелезненные. Они сложены стекловато-ожелезненной коричневой массой («цемент базального типа»), составляющей 50—60%, и обломками (40—50%) серого, реже красноцветного вулканического стекла вторично раскристаллизованного, мелкоагрегатного. Обломки имеют обычно рогульчатую форму. Туф имеет средний состав. Несколько пониженное содер-

жание в нем кремнезема связано с сильным ожелезнением породы.

Нижняя подтолща основных эффузивных пород и их туфов (глубина 1467,0—1564,0 м, мощность 97 м). В состав подтолщи входят три пачки эффузивных пород основного состава: верхняя, средняя и нижняя.

Верхняя пачка эффузивных пород основного состава (глубина 1467,0—1494,0 м, мощность 27 м) имеет следующее строение:

1467,0—1475,0 м (обр. 193, 194). Базальты и базальтовые порфириты темно-серые, на отдельных участках с красноватыми оттенками, сильно измененные, крепкие, часто с миндалинами хлорита. Отмечены миндалекаменные разности базальтов. Детально изучен образец 195 миндалекаменного базальта. Его основная масса сложена лейстами альбитизированного полуразложившегося плагиоклаза и многочисленными (до 15%) мелкими (0,04 мм и менее) зернами непрозрачного рудного минерала (магнетит, титаномагнетит). В мезостазисе — полуразложившееся стекловато-хлоритовое вещество. Очень много миндалин различной величины и формы. Они выполнены хлоритом: 1) в центральной части — хлорит светло-зеленый, мелкоагрегатный, кайма сложена хлоритом светло-зеленым пластинчатым (кристаллы-пластинки перпендикулярны стенкам миндалин); 2) в центральной части миндалин — хлорит светло-серый со слабым зеленоватым оттенком, крупнопластинчатый, затем следует полоса (довольно широкая) светло-зеленого мелкоагрегатного хлорита и, наконец, кайма светло-зеленого пластинчатого хлорита. В породе встречаются порфировые выделения плагиоклаза сильно измененного (по ним развиваются хлорит, глинистые минералы).

1475,0—1479,0 м (обр. 195, 196). Базальты и базальтовые порфириты темно-серые, крепкие, трещиноватые, с выделениями по трещинам хлорита, гидроокислов железа. Основная масса сложена лейстами основного плагиоклаза (частично альбитизированного) и мелкими зернами (0,02—0,06 мм) полуразложившегося моноклинного пироксена. Непрозрачные рудные минералы (величина зерен равна 0,04—0,06 мм) составляют 10%. Часто встречаются выделения гидроокислов железа. Есть порфировые выделения (до 1 мм) плагиоклаза, которые замещаются на 20—50%, а иногда почти полностью зеленовато-голубым крупнопластинчатым радиально-лучистым хлоритом. Есть миндалины, которые выполнены крупнопластинчатым зеленовато-голубым хлоритом, вместе с которым в значительном количестве (в отдельных миндалинах) встречаются выделения непрозрачных рудных минералов. Например, в одной из таких миндалин центральная часть выполнена крупнопластинчатым зеленоватым хлоритом, по которому в

виде отдельных радиальных языков развиваются непрозрачные рудные минералы. Далее следует широкая полоса прозрачного рудного минерала и, наконец, кайма зеленовато-серого пластинчатого хлорита.

1479,0—1493,0 м (обр. 197, 198, 199). Базальты и базальтовые порфириты темно-серые, крепкие, трещиноватые, слабо измененные, но наиболее свежие из всех разностей пачки. Сложены они микролитами основного плагиоклаза (сравнительно свежего) и агрегатами мелких (0,02—0,04 мм) зерен моноклинного пироксена (свежего или слабо измененного), содержащихся примерно в одинаковом количестве и составляющих 80—90% от площади шлифа. Рудный минерал (магнетит, титаномagnetит) составляет 3—5% и представлен дендритовидными выделениями величиной в 0,4—0,6 мм. Многочисленны порфиновые выделения плагиоклаза, которые почти полностью замещены зеленовато-голубоватым хлоритом (плеохроирует от светлого желтовато-зеленого до интенсивно-голубого). По наименее измененным разностям плагиоклаза развивается серицит. В мезостазисе довольно много, особенно на отдельных участках, хлорита. Многочисленные трещины, две из которых попали в шлиф, выполнены зеленовато-голубым хлоритом (таким же, как по порфировым выделениям полевого шпата), с примесью кварца. В мезостазисе — полуразложенная стекловато-хлоритовая масса.

В образце базальта темно-серого (с выделениями хлорита, а по трещинам гидроокислов железа и кальцита) из глубины 1479—1483 м определены (обр. 197, в %): SiO_2 —49,47, Al_2O_3 —13,75, Fe_2O_3 —7,19, FeO —5,85, TiO_2 —16,81, MnO —0,13, P_2O_5 —0,19, CaO —7,66, MgO —5,44, Na_2O —3,53, K_2O —1,51, п.п.п.—3,75, сумма—100,28, H_2O —0,74, CO_2 —3,02.

1493,0—1494,0 м. Базальты и базальтовые порфириты темно-серые с красноцветными и зеленоватыми оттенками, существенно измененные, иногда с миндалинами хлорита.

Таким образом, верхняя пачка эффузивных пород основного состава (глубина 1467—1494 м) представляет собой единый покров, имеющий зональное строение. Его наиболее свежая, но все же существенно измененная часть залегает на глубине 1479—1493 м. Здесь она представлена базальтами и базальтовыми порфиритами темно-серыми, сложенными микролитами основного плагиоклаза и агрегатами моноклинного пироксена. Рудные минералы (магнетит, титаномagnetит) составляют 3—5% и представлены дендритовидными зернами. Многочисленны порфиновые выделения плагиоклаза, которые замещены хлоритом и частично серицитом. В мезостазисе много хлорита. В трещинах — хлорит, реже кварц. Мезостазис сложен полуразложенной стекловато-хлоритовой массой. Выше (глубина 1475—1479 м) залегают такие же базальты и

базальтовые порфиристы, но более измененные. В подошве (1493—1494 м) — базальты и базальтовые порфиристы темно-серые с красноцветными и зеленоватыми оттенками, существенно измененные, иногда с миндалинами, выполненными хлоритом. В верхней части покрова (1467—1475 м) выделена зона сильно измененных, часто миндалекаменных базальтов и базальтовых порфиритов. Многочисленные миндалины выполнены хлоритом.

Верхняя пачка вулканических туфов (глубина 1494—1512 м, мощность 18 м) сложена:

1494,0—1504,5 м (обр. 200, 201, 202, 203). Туфы вулканические крупнопесчаные и гравийные, темно-серые с лиловыми оттенками, пятнами зеленовато-серые, сравнительно крепкие, лито-витрокластические, витро-литокластические, изредка литокластические, основного, реже смешанного (основного и среднего) состава. В интервале можно выделить по составу три разновидности туфов:

1. Вулканические туфы основного состава, лито-витрокластические. Среди обломков туфов присутствуют следующие: а) вулканическое стекло светло-серое с зеленоватым оттенком, совершенно чистое, без включений и без миндалин, при +Н серое с волнистым угасанием — стекло замещено сапонитом; б) такое же «сапонитовое» стекло, но с большим содержанием пустот различной величины и формы (от округлых до резко удлинённых), также выполненных сапонитом, сапонит-хлоритовым веществом радиально-лучистого строения. Есть анальцим, по которому иногда развиваются цеолиты. Этого типа обломки в породе резко преобладают над другими; в) сильно измененные базальты (альбитизированные, ожелезненные). Степень измененности самая различная. Встречаются довольно часто; г) гиаобазальты миндалекаменные. В миндалинах анальцим бесцветный, изотропный, со спайностью, иногда гидроокислы железа и непрозрачные рудные минералы, встречаются часто; д) основная масса гиаобазальтов (без миндалин) — представлена стекловатой ожелезненной непрозрачной массой; е) андезиты — основная масса сложена красноцветной пластинчато-раскристаллизованной (по стеклу) массой, в которой выделяется значительное количество мелких лейст плагиоклаза. Единичные обломки; ж) ярко-оранжевые обломки эффузивных пород, сложенные хорошо раскристаллизованной стекловатой массой. Продукты раскристаллизации — кварц-халцедоновое вещество оранжевой окраски (при скрещенных николях серое с собственной оранжевой окраской). Часты выделения кварца, есть окремнелые участки. Это породы среднего или кислого состава. Встречены единичные обломки; з) порфиристы (среднего состава) — основная масса стекловато-кварцевая, участками сильно окремняющая, с пор-

фировыми выделениями полевого шпата. Много выделений гидроокислов железа. Единичные обломки.

Цемент в основном анальцимовый (15—20%) — бесцветный, изотропный, с хорошо выраженной спайностью, иногда с цеолитами и кварцем.

2. Вулканические туфы основного состава, литокластические. В них резко преобладают (80—85%) обломки гиалобазальтов, многочисленные миндалины в которых выполнены светло-зеленым хлоритом, с анальцимом, кварцем. Кроме гиалобазальтов, встречаются обломки пузыристого сильно ожелезненного вулканического стекла (5—10%), в пустотах которых отмечены те же минералы, что и в гиалобазальтах и измененных базальтах (единичные обломки). Цемент туфов анальцимовый, с цеолитами, которые развиваются по анальциму.

3. Вулканические туфы смешанного (основного и среднего) состава, лито-витрокластические. Обломочная часть туфов сложена следующими обломками пород: а) вулканическое стекло бурое и зеленовато-бурое, от изотропного до в различной степени раскристаллизованного, часто пузыристое, пустоты выполнены хлоритом; встречаются часто; б) вулканическое стекло зеленовато-серое, иногда с буроватыми оттенками, часто пузыристое, замещенное сапонитом; в) сильно измененные породы основного состава (базальты), нередко существенно ожелезненные, встречаются часто; г) миндалекаменные базальты — их основная масса представлена непрозрачным вулканическим стеклом, очень много мелких миндалин, выполненных радиально-лучистым хлоритом; д) дацито-андезитовые породы — красноцветные, серые, в различной степени раскристаллизованные, иногда с порфировыми выделениями полевого шпата, нередко со значительными выделениями гидроокислов железа, составляет 40—50% от всех обломков; е) зерна кварца и калишпатов (2—3%) — примесь из терригенной нормально-осадочной толщи.

Цемент туфов поровый хлоритовый. Хлорит зеленовато-серый, хорошо раскристаллизованный, лучистого строения.

1504,5—1512,0 м (обр. 204, 205, 206, 207, 208). Вулканические туфы и туфобрекчии лилово-темно-серые, пятнами красно-бурые и зеленовато-серые. Состоят из обломков темно-серой, зеленой, зеленовато-серой и красноцветной окраски величиной до 3—5 см, скрепленные красно-бурой вулканической массой, крепкие. В обломках туфобрекчии преобладают измененные базальтовые породы, вулканические стекла и андезитовые порфириты. Изучено в шлифах два обломка — андезитового порфирита и базальтового порфирита.

Андезитовый порфирит имеет красноцветную окраску. Его основная масса (95%) сложена стекловатым веществом пер-

литовой текстуры, в различной степени раскристаллизованным и ожелезненным, с небольшим содержанием мелких лейст плагиоклаза. Для основной массы характерны округлые шаровидные образования величиной в 0,3—1,0 мм. Встречаются порфиновые выделения (3—5%) среднего плагиоклаза (свежего, с хорошо выраженными двойниками).

Измененные базальтовые порфириты сложены лейстами альбитизированного плагиоклаза и ожелезненно-стекловатого базиса. Много пустот, отороченных тонкой хлоритовой каймой зеленовато-серой окраски и непрозрачными рудными минералами и выполненными кварцем и хлоритом. Очень много мельчайших выделений непрозрачных рудных минералов. Есть порфиновые выделения сильно измененного плагиоклаза.

Среди грубозернистых туфов и туфобрекчий встречаются прослойки туфа коричневого пелитовой и алевритовой структуры (обр. 206), витрокластического, в котором содержатся единичные более крупные обломки. Он сложен обломками (0,04—0,10 мм) вулканического стекла светло-серого, серовато-бурого, непрозрачного, различной формы (от рогульчатых до округлых), изотропного и очень слабо раскристаллизованного. Редко встречаются более крупные обломки такого же состава. Цемент пленочный, хлоритовый (?) — светло-бурый, при +Н серый. В породе наблюдается слабо выраженная слоистость.

В образце 200 вулканического туфа основного состава (псефитового, пестрого) из глубины 1494—1497 м определены (в %): SiO_2 —44,92, Al_2O_3 —13,27, Fe_2O_3 —15,21, FeO —1,99, TiO_2 —2,32, MnO —0,20, P_2O_5 —0,15, CaO —2,24, MgO —5,22, Na_2O —2,17, K_2O —6,72, п.п.п.—5,27, сумма—99,68, H_2O —1,74, CO_2 —1,22.

Приведенный разрез показывает, что верхняя пачка вулканических туфов (глубина 1494—1512 м) сложена туфами крупноцсаммитовыми и псефитовыми (с величиной обломков до 5 см), темно-серыми с лиловыми оттенками, пятнами зеленовато-серыми и красно-бурыми, основного, реже смешанного (основного и среднего) состава. Обломки представлены основным вулканическим стеклом, часто пузыристым, нередко замещенным сапонитом, сильно измененными базальтами, гиалобазальтами с миндалинами, выполненными анальцимом, непрозрачными рудными минералами, хлоритом, цеолитами, кварцем, дацитом-андезитовыми породами. В отдельных образцах отмечены зерна нормально-осадочных кварца и полевых шпатов (2—3%). Цемент в туфах по составу различный: анальцимовый с примесью цеолитов и кварца; хлоритовый, ожелезненно-стекловатый. Отмечены тонкие прослойки туфа алевритовой и пелитовой структуры (с единичными бо-

лее крупными зернами), красноцветного, витрокластического, сложенного обломками вулканического стекла, который цементируется хлоритом, со слабо выраженной слоистостью. Химический анализ одного из образцов вулканического туфа основного состава приведен в табл. 19 (обр. 200).

В средней пачке эффузивных пород (глубина 1512—1532 м, мощность 20 м) выделено два покрова: верхний и нижний.

Первый (верхний) покров залегает на глубине 1512—1518 м (мощность 6 м) и имеет следующее строение:

1512—1513 м. Базальты и базальтовые порфиры темно-серые с зеленоватым оттенком, крепкие, трещиноватые, часто миндалекаменные. Изучен образец миндалекаменного базальта (208). Его основная масса сложена лейстами альбитизированного полуразложенного плагиоклаза (30—40%), мелкими (0,02—0,04 мм и мельче) зернами полуразрушенного моноклинного пироксена (30—40%), мелкими (0,02—0,04 мм) зернами непрозрачных рудных минералов (магнетит, титаномагнетит). Базис представлен стекловатой хлоритизированной массой (10—15%). Много миндалин различной величины (от долей миллиметра до 1—1,5 см), выполненных хлоритом, кварцем и непрозрачными рудными минералами (гидроокислы железа и сульфиды): 1) центральная часть выполнена хлоритом крупнопластинчатым, мелкопластинчатым, мелкоагрегатным, плеохроирующим от желтовато-бурого до зеленовато-голубого, внешняя—кварцем; это обычно наиболее крупные миндалины; 2) хлоритом зеленовато-серым и зеленовато-голубым, радиально-лучистым—мелкие миндалины; 3) кварцем—мелкие миндалины; 4) хлоритом, непрозрачным рудным минералом (гидроокислы железа, сульфиды), иногда кварцем, которые очень сложно чередуются между собой. Характерной особенностью верхней части покрова эффузивных пород является значительное содержание даже в кровле пироксена.

1513—1517 м (обр. 208). Базальты и базальтовые порфиры темно-серые, крепкие, сильно трещиноватые, хорошо раскристаллизованные, магнетито-пироксено-плагиоклазовые, сравнительно свежие. Их основная масса сложена лейстами основного плагиоклаза, сравнительно свежего моноклинного пироксена, представленного изометричными зернами величиной в 0,02—0,04 мм, собранными в агрегаты величиной в 0,08—0,16 мм, которые выполняют промежутки между лейстами плагиоклаза. Непрозрачные рудные минералы встречаются редко (3—4%), зерна имеют величину 0,06—0,14 мм, нередко дендритовидные. Структура породы часто порфировая, а основной массы интерсертальная. Порфировые выделения плагиоклаза от сравнительно свежих до в различной степени хлоритизированных, иногда почти полностью замещенных хло-

ритом. Отмечены порфиновые выделения сильно хлоритизированной роговой обманки.

В породе много (5—7%) выделений светло-зеленого с желто-бурым оттенком хлорита, мелкопластинчатого, при +II серого с оранжевым оттенком (собственная окраска). Каймы нет. Возможно, что этот хлорит развит по палагониту. Мезостазис практически отсутствует.

1517—1518 м (обр. 209а). Сильно измененные базальтовые порфириты, миндалекаменные базальты и гиалобазальты темно-серые с зеленоватыми и красноцветными оттенками, крепкие, трещиноватые. Изучен образец миндалекаменного базальта. Его основная масса сложена лейстами сильно измененных альбитизированных плагиоклазов (30—35%) и мелких (0,02 мм и менее) зерен непрозрачного рудного минерала (20%), сильно измененных мелких зерен моноклинного пироксена (25—30%). Мезостазис представлен стекловатой массой (10—15%). Очень много миндалин различной величины и формы. Они выполнены в основном хлоритом, халцедоном, кварцем: 1) в центральной части крупнозернистым кварцем, затем следует тонкая оболочка халцедона, за ней хлорит мелкоагрегатный и мелкопластинчатый с непрозрачными рудными минералами и, наконец, — халцедона; 2) в центре крупнозернистый кварц, затем полоса хлорита мелкопластинчатого с непрозрачными рудными минералами и, наконец, халцедона; 3) в центральной части мелкоагрегатный халцедон, с внешней стороны халцедон; 4) в центральной части радиально-лучистый хлорит (плеохроитирует от зеленовато-голубого до желто-бурого), затем полоска мелкоагрегатного почти изотропного светло-зеленого с желто-бурым оттенком хлорита и, наконец, халцедона; 5) желтовато-зеленым мелкоагрегатным почти изотропным хлоритом с очень тонкой каймой халцедона. Возможны и некоторые другие комбинации в миндалинах различных разновидностей кварца, халцедона, хлорита и рудных минералов. В породе отмечены порфиновые выделения сильно измененного плагиоклаза.

Второй (нижний) покров эффузивных пород залегает на глубине 1518—1532 м (мощность 14 м) и имеет следующее строение:

1518,0—1518,5 м. Сильно измененные альбитизированные и миндалекаменные породы — в основном такие, как в интервале 1517—1518 м.

1518,5—1521,5 м (обр. 210). Базальты темно-серые, крепкие, трещиноватые, со слабыми зеленоватыми оттенками. Они сложены лейстами альбитизированного плагиоклаза (40—45%), мелкими (0,02—0,04 мм и менее) зернами моноклинного пироксена и их агрегатами (35—40%), мелкими зернами (0,04 мм и менее) непрозрачных рудных минералов (8—10%).

Структура основной массы интерсертальная. На отдельных участках встречаются единичные порфиновые выделения сильно измененного, иногда почти полностью замещенного вторичными минералами плагиоклаза. По плагиоклазам развивается серицит, хлорит и биотитоподобный минерал. В породе много выделений биотитоподобного минерала, выполняющего пустоты, а иногда развивающегося по плагиоклазам, — пластинчатого, светлого, зеленовато-коричневого и зеленовато-оранжевого, не плеохроирующего, от изотропного до в различной степени раскристаллизованного. Эти минеральные образования следует относить, по-видимому, к хлорито-палагонитовым минералам, в которых по палагониту развивается хлорит.

1521,5—1530,0 м (обр. 211, 212, 213). Базальты темно-серые, крепкие, трещиноватые, свежие, магнетито-пироксено-плагиоклазовые, разномзернистые, долеритовой и интерсертальной структуры, в средней части наиболее крупнозернистые. Они сложены: микролитами основного плагиоклаза (лабрадор) различной величины — от $0,1-0,3 \times 0,02-0,03$ мм (основная масса) до $0,6-1,0 \times 0,1-0,2$ мм (наиболее крупные), сравнительно свежими, составляющими в породе 40—45%; отмечены порфиновые выделения основного плагиоклаза различной величины; зернами моноклинного пироксена (45—50%) — свежими, изометричными, величиной в $0,04-0,08$ мм, иногда крупнее; непрозрачными рудными минералами (5%) — магнетитом и титаномагнетитом, которые встречаются в виде крупных зерен и дендритовидных выделений величиной в $0,1-0,3$ мм.

На одном из участков шлифа отмечены крупные порфиновые выделения основного плагиоклаза и моноклинного пироксена. В породе в значительном количестве встречаются: зеленое и буровато-зеленое хлоритовое и палагонитовое вещество, в различной степени раскристаллизованное (мелкопластинчатое и мелкоагрегатное), иногда с хорошо выраженной каймой, более сильно раскристаллизованной, чем основная масса; типичный зеленовато-бурый палагонит (2—5%), для образований которого характерно следующее строение: в центральной части палагонит мелкоагрегатный и изотропный, а также мелкоагрегатный или изотропный; буровато-дымчатое вещество (вулканическое стекло) — изотропное, выполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза и пироксена.

1530,0—1532,0 м. Базальты и базальтовые порфириты темно-серые с зеленоватыми и красноцветными оттенками, по составу близки к породам предыдущего интервала, только более существенно измененные.

Таким образом, в средней пачке эффузивных пород основного состава (глубина 1512—1532 м) выделено два покрова:

нижний (глубина 1518—1532 м) и верхний (глубина 1512—1518 м).

В нижнем покрове наиболее свежие породы выделены в интервале 1521,5—1530,0 м. Это базальты темно-серые, свежие, крепкие, трещиноватые, магнетит-пироксено-плаггиоклазовые, разномзернистые, долеритовой и интерсертальной структуры, в средней части наиболее крупнозернистые. Они сложены микролитами основного плаггиоклаза — лабрадора (40—60%), зернами моноклинного пироксена (30—40%), непрозрачными рудными минералами (магнетит, титаномагнетит, до 5%) в виде крупных зерен и дендритовидных выделений. Есть порфиновые вкрапленники основного плаггиоклаза, изредка моноклинного пироксена. В значительном количестве содержится зеленовато-бурый палагонит, палагонит-хлоритовое вещество, бурое вулканическое стекло, выполняющее промежутки между кристаллами плаггиоклаза и пироксена. В основании покрова выделяется маломощная зона (1531—1532 м) слабо измененных основных эффузивов, а в верхней части покрова — зона слабо измененных основных эффузивов (1518,5—1521,5 м) и в самой кровле—0,5 м сильно измененных альбитизированных и миндалекаменных пород основного состава.

Верхний покров начинается (глубина 1517—1518 м) сильно измененными базальтовыми порфиритами, миндалекаменными базальтами и гиалобазальтами темно-серыми с зеленоватыми и красноцветными оттенками. В миндалинах — хлорит, халцедон, кварц. Выше (1513—1517 м) следует зона свежих базальтов и базальтовых порфиритов темно-серых, хорошо раскристаллизованных, магнетито-пироксено-плаггиоклазовых. Заканчивается покров (1512—1513 м) базальтами и базальтовыми порфиритами темно-серыми с зеленоватыми оттенками, часто миндалекаменными. Миндалины выполнены хлоритом, кварцем и непрозрачными рудными минералами. По всему разрезу наряду с плаггиоклазом и магнетитом присутствуют пироксены. Характеристика отдельных зон покрова в основном такая, как и в нижнем покрове.

Пачка сильно измененных эффузивных пород основного состава с прослоями вулканических туфов (глубина 1532—1534 м, мощность 2 м) представлена сильно измененными эффузивными породами основного состава, темно-серыми с красноцветными и зеленоватыми оттенками, часто миндалекаменными, с прослоями вулканических туфов. Последние выделены только по каротажу. Из этой части разреза изучено два образца (214, 215) — базальт измененный и базальт миндалекаменный.

Базальт измененный сложен лейстами альбитизированного полуразложенного плаггиоклаза, моноклинного пироксена

и рудного минерала с хлорито-стекловатым базисом, с трещинами, выполненными в основном кварцем и непрозрачными рудными минералами. Его химический состав (в %): SiO_2 —48,79, Al_2O_3 —15,47, Fe_2O_3 —5,95, FeO —6,76, TiO_2 —1,71, MnO —0,58, P_2O_5 —0,24, CaO —7,79, MgO —6,48, Na_2O —3,68, K_2O —1,22, п.п.п.—1,87, H_2O —1,09, CO_2 —1,57, сумма—100,54.

В базальте миндалекаменном основная масса представлена лейстами альбитизированного полуразложенного плагиоклаза и полуразложенным стекловато-хлоритовым базисом. Рудные минералы составляют около 10%, отмечены реликты зерен полуразложенного пироксена, хлорито-палагонитовое вещество. Есть порфиновые выделения плагиоклаза, почти полностью замещенные зеленым хлоритом. Много миндалин (от долей миллиметра до 1 см), выполненных хлоритом и кварцем: 1) вся миндалина выполнена полностью хлоритом крупнопластинчатым, собранным в розетки, плеохроирующим от светло-серого с желтоватыми и оранжево-желтоватыми оттенками до темно-голубого; 2) центральная часть выполнена крупнопластинчатым хлоритом, затем следует полоса рудного минерала и, наконец, кварца; 3) почти вся миндалина выполнена крупнопластинчатым хлоритом и только внешняя кайма — кварцем и халцедоном.

Нижняя пачка эффузивных пород основного состава (глубина 1534—1564 м, мощность 30 м) имеет следующее строение:

1534,0—1535,0 м (обр. 216). Эффузивные породы основного состава (базальты и базальтовые порфириты), красноцветные и зеленовато-серые, сильно измененные, альбитизированные и хлоритизированные, нередко ожелезненные, часто с миндалинами. Основная масса породы сложена лейстами сильно измененного альбитизированного, полуразложенного, побуревшего плагиоклаза, между которыми отмечены реликты разложенного пироксена. Много непрозрачных рудных минералов. В мезостазисе — стекловато-хлоритовое полуразложенное вещество. Есть выделения светлого розовато-фиолетового минерала (при +Н мелкоагрегатного, как у хлорита); по-видимому, это хлорит. Много миндалин, выполненных крупнокристаллическим хорошо плеохроирующим хлоритом (от светло-оранжевого до интенсивно голубого), халцедоном и кварцем. По характеру заполнения веществом можно выделить несколько типов миндалин: 1) почти вся миндалина заполнена кварцем, по внешнему контуру выделяется тонкая кайма халцедона; 2) центральная часть выполнена крупнопластинчатым хлоритом, внешняя — халцедоном и кварцем; 3) вся миндалина выполнена крупнопластинчатым хлоритом; 4) в центральной части непрозрачный рудный минерал, затем кайма хлорита и, наконец, — кварца и халцедона.

По всему шлифу много гнезд и прожилков халцедона и кварца. Часто встречаются порфиновые выделения плагиоклаза, есть пироксены. Порфиновые выделения плагиоклаза сильно изменены, бурые, замещенные глинистыми минералами, серицитом, а часто крупнопластинчатым хлоритом.

1535,0—1537,0 м (обр. 217). Эффузивные породы основного состава (базальты и базальтовые порфириты) зеленовато-серые, сильно измененные, миндалекаменные. В основном такие, как и в предыдущем интервале, только менее измененные. Есть порфиновые выделения полуразложенного и замещенного вторичными минералами плагиоклаза. Много полуразложенных зерен пироксена, мельчайших зерен непрозрачного рудного минерала. В миндалинах — крупнопластинчатый хлорит, реже кварц и халцедон. Несколько повышенное содержание кремнезема в породе связано с частичным ее окремнением. В анализированном образце (217) содержатся следующие компоненты (в %): SiO_2 — 51,79, Al_2O_3 — 13,97, Fe_2O_3 — 4,88, FeO — 5,47, TiO_2 — 1,57, MnO — 0,66, P_2O_5 — 0,18, CaO — 1,89, MgO — 7,43, Na_2O — 6,32, K_2O — 1,53, п.п.п. — 3,82, H_2O — 2,05, CO_2 — 2,09, сумма — 99,51.

1537,0—1539,0 м (обр. 218). Базальты и базальтовые порфириты темно-серые со слабыми зеленоватыми оттенками, существенно измененные, хлоритизированные. Основная масса сложена лейстами плагиоклаза альбитизированного, измененного, побуревшего, зернами моноклинного пироксена — от сравнительно свежего до полуразложенного, непрозрачных рудных минералов. Отмечены порфиновые выделения сильно измененного плагиоклаза, а также порфиновые выделения пироксена. Очень много (до 7—8%) выделений различной формы и величины хлоритового минерала, развитого, по-видимому, по палагониту. Такие выделения имеют обычно прямые «палагонитовые» очертания. Они сложены почти полностью буровато-зеленым хлоритом и хлорито-палагонитом, раскристаллизованным (мелкопластинчатым, мелкоагрегатным), иногда почти изотропным; в этой части встречается в виде отдельных пятен розовато-фиолетовый хлоритоподобный минерал. Кайма одно-трехслойная, сложена зеленым хлоритом, раскристаллизованным (кристаллические индивидуумы перпендикулярны стенкам миндаины). Вещество миндалин относится, по-видимому, к хлориту и хлорит-палагониту.

В анализированном образце (218) содержатся следующие компоненты (в %): SiO_2 — 46,95—49,52, Al_2O_3 — 13,76—13,52, Fe_2O_3 — 4,89—3,51, FeO — 7,20—8,45, TiO_2 — 1,63—1,61, MnO — 0,42—0,45, P_2O_5 — 0—0,26, CaO — 4,01—3,75, MgO — 7,99—7,82, Na_2O — 5,56—4,02, K_2O — 2,58—2,92, п.п.п. — 4,42—4,45, H_2O — 1,33—1,57, CO_2 — 1,77, сумма — 99,41—100,30.

1539,0—1543,0 м (обр. 219). Базальты и базальтовые порфириты темно-серые, крепкие, трещиноватые, слабо измененные, крупнозернистые, полностью раскристаллизованные. Их основная масса сложена лейстами плагиоклаза, часто альбитизированными, иногда хлоритизированными, крупными (0,08—0,12 мм) зернами моноклинного пироксена, собранными в агрегаты, от свежих до измененных (побуревших). Есть порфиновые выделения сильно измененного (с серицитом, хлоритом) плагиоклаза, иногда полностью замещенного хлоритом. Часто встречаются порфиновые выделения (0,6—1,0 мм) моноклинного пироксена. Очень много выделений хлорита различной формы (обычно весьма причудливой) и величины. Центральная часть этих выделений представлена ярко-зеленым мелкоагрегатным в проходящем свете и в скрещенных николях хлоритом, который развивается по буровато-коричневому биотитоподобному минералу, в одних случаях близкому к палагониту, в других — к иддингситу. Кайма светлая буровато-зеленая (одно-, двух- и трехслойная), раскристаллизованная, мелкопластинчатая, палагонитообразная.

1543,0—1555,0 м (обр. 220, 221). Базальты и базальтовые порфириты темно-серые, крепкие, трещиноватые, крупнозернистые, хорошо раскристаллизованные, пироксено-плагиоклазовые. Основная масса сложена лейстами основного плагиоклаза (сравнительно свежего), зернами моноклинного пироксена (величиной в 0,06—0,12 мм) и их агрегатами (свежего). Встречаются порфиновые выделения основного плагиоклаза (сильно измененного) и моноклинного пироксена. Непрозрачные рудные минералы (магнетит и титаномagnetит) встречаются редко в виде крупных дендритовидных гнезд. В породе очень много (5—8%) бурого палагонитообразного вещества, образующего многочисленные пластинчатые выделения различной величины. В центральной части таких выделений находится палагонитовый и хлорито-палагонитовый минерал светло-оранжевый с зеленоватым оттенком и зеленовато-буроватый мелкоагрегатный, иногда почти изотропный. С самого центра начинается развитие светло-зеленого, зеленого и ярко-зеленого хлорита. Кайма буровато-оранжевая, палагонитовая, раскристаллизованная, мелкопластинчатая, при +Н сохраняет собственную окраску.

Отмечены редкие псевдоморфозы серпентин-боулингита (по оливину?). В некоторых шлифах часто встречается хлорит, сильно плеохроирующий от желтовато-оранжевого до темно-голубого.

1555,0—1557,0 м (обр. 222). Базальты и базальтовые порфириты темно-серые, крепкие, трещиноватые, более мелкозернистые и менее раскристаллизованные, чем на предыдущем интервале, пироксен-плагиоклазовые. Основная масса породы

сложена микролитами в различной степени измененного основного плагиоклаза и полуразложенного моноклинного пироксена. Есть крупные порфиновые выделения сильно измененного плагиоклаза, по которому развиваются серицит, карбонаты, непрозрачные рудные минералы, хлорит и др., порфиновые выделения моноклинного пироксена, зерна и дендритовидные образования непрозрачных рудных минералов (магнетит, титаномагнетит). Некоторые порфиновые выделения плагиоклаза полностью замещены хлоритом, плеохроирующим от светлого желтовато-оранжевого до интенсивно-голубого. Часто встречаются выделения причудливой формы ярко-зеленого и буровато-зеленого хлорита, который развивается, по-видимому, по палагониту. Центральная часть этих выделений сложена оранжевым изотропным или мелкоагрегатным палагонитом, дальше следует оранжевая двупреломляющая кайма (палагонит), затем кайма ярко-зеленого хлорита. В ряде случаев и центральная палагонитовая часть и следующая за ней палагонитовая кайма приобретают ярко-зеленый цвет (переходят в хлорит), но и в этом случае отличаются от внешней каймы. В мезостазисе породы стекловато-хлоритовая масса.

1557,0—1560,0 м (обр. 223, 224). Эффузивные породы основного состава (базальты, базальтовые порфириты, гиалобазальты) темно-серые с зеленоватыми и красноцветно-лиловыми оттенками, измененные, часто миндалекаменные. Миндалины различной величины (от долей миллиметра до 0,5—1 мм) и формы, выполнены халцедоном и кварцем, реже хлоритом и рудными минералами. На многих участках породы существенно окремнены и хлоритизированы. Детально изучены два образца:

1. Базальт миндалекаменный, близкий к гиалобазальту. Его основная масса сложена лейстами альбитизированного и хлоритизированного полуразложенного плагиоклаза, который «плавает» в базальном черном непрозрачном вулканическом стекле. Отмечены порфиновые выделения плагиоклаза сильно измененного, но с реликтами полисинтетического двойникования. По ним развивается серицит, рудные минералы, есть гнезда мелкоагрегатного кварца и халцедона. В породе очень много (15—20%) миндалин и пустот, которые выполнены в основном кварцем (крупнозернистым, среднезернистым, мелкозернистым) и халцедоном. Вместе с кварцем и халцедоном во многих миндалинах довольно много выделений непрозрачных минералов, образующих или сплошные массы, или лапчатые выделения. Отмечены цеолиты. В серовато-красноцветном халцедоне из миндалины базальта (обр. 224) содержатся следующие компоненты (в %): SiO_2 — 93,45, Al_2O_3 — 0,76, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ — 1,52, TiO_2 — 0,18, MnO — сл., CaO — 0,53, MgO — 0,58, Na_2O — 0,28, K_2O — 0,36, сумма — 97,66.

2. Эффузивная порода основного состава (базальт) сильно хлоритизированная с миндалинами. В ее состав входят: крупные лейсты плагиоклаза сильно измененного, полуразложенного, погруженного в хлоритовую базальную массу; крупные порфиновые выделения (до 1 мм) и крупные единичные микролиты (до 2—3 мм в диаметре) основного плагиоклаза сильно измененного, бурого, замещенного кварцем, хлоритом, рудными минералами, серицитом; рудные минералы — зерна величиной 0,04—0,06 мм — составляют 5—6%.

Мезостазис составляет примерно 20% и представлен светлым зеленовато-серым хлоритом и содержит большое количество точечных (менее 0,01 мм) выделений непрозрачных рудных минералов. В породе много крупных (до 1—1,5 см) миндалин, выполненных кварцем, халцедоном, хлоритом и рудными минералами: 1) в средней части находится крупнопластинчатый хлорит с отчетливым плеохроизмом (от светло-серого до интенсивно-голубого) с многочисленными выделениями непрозрачных рудных минералов. Затем следуют: тонкая полоска непрозрачных рудных минералов; широкая полоса крупнозернистого кварца; тонкая полоса непрозрачного рудного минерала; сравнительно широкая внешняя кайма халцедона и мелкоагрегатного кварца; 2) в центральной части — хлорит и непрозрачный рудный минерал (содержатся в различных соотношениях), затем следует полоса зеленого хлорита и, наконец, полоска кварца и халцедона.

1560,0—1564,0 м (обр. 225). Базальты и базальтовые порфириты темно-серые с зеленоватым оттенком, крепкие, трещиноватые, сильно измененные, хлоритизированные, с миндалинами, выполненными в основном хлоритом, реже непрозрачными рудными минералами. В основном такие, как и в предыдущем интервале, отличаясь от них большим содержанием хлорита, который развивается по мезостазису, микролитам и порфировым выделениям плагиоклаза, а также в миндалинах; отсутствием в миндалинах кварца и халцедона. Среди миндалин можно выделить несколько типов: 1) центральная часть выполнена крупнопластинчатым хлоритом, отчетливо плеохроирующим от светлого с желтовато-оранжевым оттенком до интенсивно-голубого; далее следуют полоски непрозрачного рудного минерала; зеленовато-серого мелкопластинчатого хлорита; две полоски бурого мелкоагрегатного хлорита; 2) в центральной части буроватый мелкоагрегатный хлорит (по палагониту), далее — широкая полоса зеленовато-бурого мелкоагрегатного хлорита (по палагониту) и, наконец, кайма мелкопластинчатого зеленого хлорита; 3) хлорит зеленый крупнопластинчатый в центральной части; затем следует несколько полосок: оранжевого мелкоагрегатного почти изотропного хлорита (по палагониту); бурого мелкоагрегатного хло-

рита (по палагониту); светлого зеленовато-серого хлорита; бурого мелкоагрегатного хлорита (по палагониту).

Таким образом, нижняя пачка основных эффузивных пород представляет собой единый мощный базальтовый покров, имеющий зональное строение. Его наиболее свежая и полностью раскристаллизованная часть залегает на глубине 1543—1555 м. Она сложена базальтами и базальтовыми порфиритами темно-серыми, крепкими, трещиноватыми, крупнозернистыми, хорошо раскристаллизованными, пироксено-плагиоклазовыми. Основная масса породы сложена лейстами основного плагиоклаза, зернами моноклинного пироксена и их агрегатами. Отмечены порфиновые выделения основного плагиоклаза и моноклинного пироксена. Плагиоклазы и пироксены в микролитах и мелких зернах свежие, в порфириновых вкраплениях существенно измененные. Непрозрачные рудные минералы (магнетит, титаномагнетит) встречаются редко в виде крупных дендритовидных зерен. В породах часто встречаются палагонит и хлорито-палагонитовые минералы, есть хлорит, отмечены редкие псевдоморфозы серпентин-боулингита (по оливину и пироксену). Вверх и вниз от этой части разреза (1535—1543 и 1555—1557 м) выделены зоны более измененных основных пород, в которых часто встречается хлорит, появляются отдельные миндалины, содержится больше стекловатого мезостазиса, больше рудных минералов, заметна альбитизация плагиоклаза. В нижней части покрова (1557—1560 м) породы становятся существенно измененными. Это базальты, базальтовые порфириты, гиалобазальты темно-серые с зеленоватыми и красноцветно-лиловыми оттенками, измененные, часто миндалекаменные. Миндалины различной величины (до 0,5—1 см) и формы, выполнены халцедоном и кварцем, реже хлоритом и рудными минералами. В верхней части покрова (глубина 1533—1535 м) залегают сильно измененные породы основного состава (базальты, базальтовые порфириты) красноцветные, зеленовато-серые, хлоритизированные, нередко ожелезненные, часто с миндалинами. Сложены лейстами сильно измененного плагиоклаза, иногда с реликтами пироксена. Много непрозрачных рудных минералов. В мезостазисе стекловато-хлоритовое полуразложенное вещество. Миндалины выполнены хлоритом, халцедоном, кварцем. Есть порфиновые выделения плагиоклаза, изредка пироксена. Химические анализы, выполненные из четырех образцов пачки (табл. 13 и 14, обр. 217, 218, 224), подтверждают основной состав анализируемых пород.

Подтолща вулканических туфов и туффитов (глубина 1564,0—1602,0 м, мощность 38 м). Подтолща имеет следующее строение:

1564,0—1593,0 м (обр. 226, 227, 228). Туфы вулканические,

красноцветные, разнозернистые (крупно- и среднезернистые песчаные, реже мелкопесчаные и гравийные, литокластические, реже витро-литокластические. Сложены обломками сильно измененных эффузивных пород среднего состава, реже эффузивных пород основного состава и вулканического стекла, с небольшой (обычно до 5%) примесью нормально-осадочного материала. Крепко сцементированы вулканогенно-хлоритовой массой.

Обломки округлые, но неокатанные. Среди них установлены:

1. Эффузивные породы среднего состава красно-бурые, стекловатые, в различной степени раскристаллизованные, иногда стекловато-мелкоагрегатные, с редкими тонкими лейстами плагиоклазов и без них. По основной массе этих обломков развиваются в различном количестве красно-бурый пластинчатый материал, зеленый хлорит, мелкие зерна непрозрачных рудных минералов, иногда кварц и халцедон. Обломки этого типа в породе резко преобладают и составляют более 50% от всей массы обломков.

2. Эффузивные породы основного состава (сильно измененные базальты) темно-серые, реже существенно побуревшие. Они сложены лейстами альбитизированного плагиоклаза сильно измененного (побуревшего, с непрозрачными рудными минералами, хлоритом и др.). Лейсты плагиоклазов составляют 20—25% от всей породы. Они погружены в стекловато-хлоритовую (зеленую) и бурую (стекловатую и мелкоагрегатную) массу, в которой содержится очень большое количество мельчайших зерен (0,01—0,02 мм) непрозрачных рудных минералов. Эти обломки составляют 10—15%.

3. Гиалобазальты, состоящие из стекловатой непрозрачной массы с различным количеством мелких миндалин, выполненных хлоритом,— единичные обломки.

4. Миндалекаменные породы основного состава, в которых миндалины выполнены хлоритом,— единичные обломки.

5. «Сапонитовое» вулканическое стекло — желтовато-зеленоватое, при +Н с резко волнистым угасанием (основной состав) — единичные обломки.

6. Вулканическое стекло витрофиновой структуры и перлитовой текстуры, в нем по трещинам натяжения и раскристаллизации развивается хлорит и непрозрачные рудные минералы — единичные обломки. Их состав средний, приближающийся к кислому.

7. Обломки нормально осадочного материала составляют 3—5% и представлены зернами кварца и свежих калишпатов (решетчатый микроклин и несдвойникованные калишпаты).

Обломки средних эффузивных пород красноцветной окраски и обломки вулканического стекла с перлитовой текстурой

весьма близки к эффузивным породам среднего состава средней части эффузивной толщи скважины К12 и к породам эффузивной толщи скважины К4 района Кобрина.

Цемент туфов преимущественно хлоритовый, пленочный и поровый, хорошо раскристаллизованный. В большом количестве развиты непрозрачные рудные минералы в виде лапчатых образований. Часто встречаются гнезда вторичного кварца и халцедона.

В отдельных образцах туфов цемент поровый и базальный, очень много мельчайших (точечных) образований непрозрачных рудных минералов, которые развиваются как по обломкам, так и по цементу. Многие обломки очень сильно изменены, и установить их первичную природу весьма затруднительно или просто невозможно. Некоторую информацию об их составе дают лишь вторичные продукты изменения.

1593,0—1598,0 м (обр. 229, 230, 231). Туффиты красно-бурые и коричневые, пятнами зеленовато-серые, разнозернистые (мелко-, средне- и крупнозернистые с зернами гравия, прослоями гравийные), хорошо сцементированные, с прослоями туфов. По составу вулканогенной части в основном такие, как и в предыдущем интервале,— литокластические, реже витролитокластические, смешанного состава (преобладают обломки и стекло среднего состава, в меньшем количестве присутствуют обломки эффузивных пород и стекла основного состава). Нормально-осадочный материал в туфах составляет 4—5%, в туффитах — 20—25% и представлен остроугольными обломками кварца и калишпатов. Часто (до 5%) присутствуют обломки желтовато-зеленого сапонита и зеленого хлорит-сапонита. Цемент в одних образцах представлен хлоритом и пелитоалевритовой полуразложившейся вулканогенной массой, в других — только последним компонентом без хлорита. В одном из анализированных образцов (230) туффита содержатся (в %): SiO_2 — 62,89, Al_2O_3 — 12,83, Fe_2O_3 — 6,51, FeO — 1,25, TiO_2 — 0,80, MnO — 0,03, P_2O_5 — 0,15, CaO — 0,52, MgO — 2,23, Na_2O — 1,91, K_2O — 8,24, H_2O — 0,69, п. п. п. — 2,37, сумма — 99,79.

1598,0—1602,0 м (обр. 232). Туффиты с прослоями вулканических туфов в основном такие, как и в предыдущем интервале. Некоторые разности сильно кремнеистощенные, для них характерен поровый и базальный кварцевый и халцедоновый цемент.

Таким образом, подтолща вулканических туфов и туффитов сложена туфами и туффитами красноцветными, разнозернистыми псаммитовыми, реже мелкопсефитовыми, литокластическими, изредка витролитокластическими. Обломки близки к изометричным, остроугольные, сильно измененные. Среди них преобладают эффузивные породы среднего состава, реже присутствуют эффузивные породы основного состава (базаль-

ты), часто миндалекаменные, гналобазальты, сапонитизированное и хлоритизированное вулканическое стекло основного состава, вулканическое стекло перлитовой текстуры среднего состава, зерна нормально осадочного кварца и калишпатов. В цементе — хлорит, реже кварц и халцедон, разложенный пелито-алевритовый вулканогенный материал. Вулканогенная часть туфов и туффитов преимущественно среднего состава, реже основного, иногда кислого.

Некоторые данные о вулканогенной толще скважин К1 (Высокое), К3 (Жабинка), К4 (Кобрин) и смежных районов Польши (Мельник). В скважинах К1, К3, К4, К6, а также в смежных районах Польши вскрыты неполные разрезы вулканогенной толщи, которые можно сопоставить с определенной частью сводного разреза, вскрытого скважиной К12.

В скважине К3, пробуренной в д. Жабинке (восточнее скважины К12), вулканогенная толща залегает на глубине 987—1263 м (мощность 275 м) на кристаллическом фундаменте и покрывается отложениями валдайской серии (рис. 6). Здесь выделено три нижних подтолща сводного разреза: вулканических туфов и туффитов (глубина 1200—1263 м); основных эффузивных пород и их туфов (1092—1200 м) с двумя пачками основных эффузивных пород и двумя пачками туфов; эффузивных пород среднего состава. Верхняя часть пачки средних эффузивных пород, а также пачка туфов среднего состава и верхняя подтолща основных эффузивных пород и их туфов здесь, по-видимому, размыты.

Подтолща вулканических туфов и туффитов, залегающих в основании вулканогенной толщи, сложена туфами красноцветными и лиловыми, разномерными псаммитовыми, в нижней части с прослоями псефитовых туфов и туффитов. Величина обломков эффузивных пород и стекла доходит до 1—2 см.

Подтолща эффузивных пород основного состава скважины К3 состоит из двух пачек туфов (7 и 8 м) и двух пачек эффузивных пород: 1) пачка туфов основного состава (глубина 1092—1099 м, мощность 7 м) сложена сильно измененными туфами и лавобрекчией; 2) пачка основных эффузивных пород (глубина 1099—1172 м, мощность 73 м) представлена базальтами темно-серыми и черными, сильно трещиноватыми, в нижней и верхней частях измененными; миндалины встречаются очень редко; много халцедона, кварца, опала, мало хлорита; пачка весьма однородная; 3) пачка туфов основного состава (глубина 1172—1180 м, мощность 8 м) в нижней части сложена разномерными псаммо-псефитовыми, в верхней — песчано-алевритовыми, красноцветными и лиловыми туфами; 4) пачка основных эффузивных пород (1180—1200 м, мощность 20 м) представлена базальтами темно-серыми и черными, иногда миндалекаменными, с хлоритом и кальцитом.

Подтолща средних эффузивных пород (скважина К3) сложена дацитами, дацито-андезитами и андезитами красноцветно-бурыми и красноцветно-лиловыми, существенно измененными.

Еще восточнее, в скважине К4 (район Кобрина), вскрыт неполный разрез вулканогенной толщи (глубина 568—681 м, пройденная мощность равна 83 м). Она полностью не пройдена и перекрывается валдайской серией. В составе толщи выделено две части: верхняя — туфовая (глубина 568—592 м, мощность 24 м) и нижняя — эффузивная (глубина 592—651 м, мощность 59 м).

Туфовая часть подразделяется на две пачки: верхнюю и нижнюю. Верхняя пачка (глубина 568—587 м, мощность 19 м) сложена вулканическими туфами лито-витрокластическими и туффитами коричнево-бурыми, пелитовыми и алевро-пелитовыми, плотными, крепкими, массивными. В нижней части отмечены неяснослоистые разности с неокатанными обломками эффузивных пород среднего состава величиной до 0,5—1 см, иногда до 3—5 см. Нижняя пачка (глубина 587—592 м, мощность 5 м) сложена туфами псефитовыми (туфобрекчия), в нижней части возможно лавобрекчией, красно-бурыми, с лиловым оттенком. Основная (цементирующая) масса представлена красно-бурыми псаммитовыми туфами, в самой нижней части, возможно, лавой. Обломки неокатанные, содержатся в различном количестве. Их величина доходит до 5 см, иногда крупнее. Представлены эффузивными породами среднего состава лилово-бурой окраски, часто со значительным содержанием белоснежного цеолита.

В эффузивной части условно выделено две пачки: верхняя и нижняя. Верхняя пачка (глубина 592—640 м, мощность 48 м) сложена зеленоватыми вторично измененными эффузивными породами среднего состава с прослоями лавобрекчии. Эффузивные породы зеленые, ярко-зеленые, иногда с лиловым оттенком, в нижней части участками серые и темно-серые, некрепкие, сильно трещиноватые, с плоскостями скольжения, часто раздробленными (скважина прошла, по-видимому, зону тектонического нарушения), иногда окремнелыми, с частыми прожилками и гнездами халцедона и кварца. Лавобрекчия среднего состава. Ее основная (цементирующая) масса сложена зелеными сильно измененными эффузивными породами среднего состава. Обломки содержатся в различном количестве. Их величина доходит до 10 см. Они неокатанные, представлены темно-серо-лиловыми и зелеными породами среднего состава. Лавобрекчия, залегающая в кровле эффузивной части разреза, сильно выветрелая.

Нижняя пачка сложена эффузивными породами среднего и более кислого состава смоляно-черными, пятнами красно-

цветными, стекловатыми, крепкими, с порфиrowыми выделениями полевых шпатов, с гнездами кварца и халцедона, часто сильно окремнелыми. Химические анализы, приведенные в табл. 5, подтверждают их средний и среднекислый состав. Весьма высокое содержание кремнезема в ряде образцов связано с их сильным окварцеванием

В скважине К6 (юго-восточнее Кобринa) вулканогенная толща залегает на породах горбашевского горизонта, перекрывается гдовской свитой, имеет мощность 196 м (глубина 414—610 м) и сложена эффузивными породами и туфами основного состава. Она имеет следующее строение: глинисто-алевритовые нормально-осадочные породы с пирокластическим материалом (глубина 414—425 м); псефито-псаммитовые туфы (425—435 м); лавобрекчия и туфы (435—455 м); базальты (455—485 м); туфы псефито-псаммитовые (485—501 м); базальты (501—540 м); туффиты (540—610 м).

В скважине К1 (западнее К12) вулканогенная толща имеет значительно меньшую мощность, чем в скважинах К12 и К3,— 158 м (глубина 1242—1400 м) и представлена только двумя нижними подтолщами. Подтолща туфов и туффитов здесь имеет мощность только 17 м (глубина 1383—1400 м), а нижняя подтолща основных эффузивных пород — 141 м (глубина 1242—1383 м) и состоит из двух пачек основных эффузивных пород и двух пачек сопровождающих их туфов. Верхние две подтолщи здесь отсутствуют.

Подтолща туфов и туффитов сложена в интервале 1383—1392 м вулканическими туфами с прослоями туффитов. Окраска их темно-лиловая и зеленая, структура резко разнозернистая, псаммитовая и псаммито-псефитовая. По составу туфы лито-витрокластические, основного состава, с примесью обломков средних эффузивных пород и кварцевых порфиров. В основании подтолщи (глубина 1392—1400 м) залегает туфобрекчия буро-зеленая, изредка зеленая. Она сложена неокатанными обломками (до 5 см) эффузивных пород основного состава и залегающих ниже гранитоидных пород.

Подтолща основных эффузивных пород сложена двумя пачками основных эффузивных пород и двумя пачками туфов основного состава.

1. Пачка вулканических туфов и туфо-конгломератов (глубина 1242—1270 м, мощность 28 м) сложена чередующимися между собой туфо-конгломератами, туфо-гравелитами и псаммитовыми (с примесью псефитового материала) туфами. Обломочный материал резко разнозернистый, псаммитовый и псефитовый (величина обломков доходит до 5—10 см), представлен основными и средними эффузивными породами, реже вулканическим стеклом. В цементирующей части преимущественно псаммито-алевритовый вулканогенный материал.

Химические анализы эффузивных пород скважины

№ обр.	Глубина отбора образцов, м	Породы	Содержание окислов, %		
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
K4-1	592—598	порфирит андезито-дацитовый	60,47	15,56	4,70
K4-2	614—618	дацитовый порфир	67,28	13,45	2,95
K4-3	638—640	»	67,58	12,39	1,86
K4-4	640—641	дацитовый порфир окремный	73,65	12,42	1,56
K4-5	640—641	»	72,82	11,99	3,21
K4-6	641—648	дацитовый порфир	67,76	11,84	0,84

2. Пачка эффузивных пород основного состава (глубина 1270—1290 м, мощность 20 м) представляет собой единый покров основной лавы, который имеет зональное строение. Его наиболее свежая часть (1274—1286,5 м) сложена базальтами темно-серыми и черными, свежими, крепкими, хорошо раскристаллизованными, массивными. Выше (1270—1274 м) залегают базальты темно-серые с зеленоватым оттенком, в верхней части зеленовато-серые, изредка красноцветные, измененные, часто миндалекаменные, трещиноватые. В миндалинах (их величина равна 0,3—1 см) — зеленый хлорит, смоляно-черный палагонит, халцедон и другие минералы. У самой подошвы покрова (1288,5—1289 м) сильно измененные эффузивные породы основного состава, красноцветные, пятнами зеленоватые, миндалекаменные.

3. Пачка туфов и туфо-конгломератов на глубине 1290—1307 м сложена мелкообломочными туфо-конгломератами, туфо-гравелитами, псаммитовыми, псаммито-псефитовыми туфами. Отмечены единичные тонкие прослои алевритовых и пелитовых туфов. Обломочный материал разнозернистый псаммитовый и псефитовый, имеет различную величину (до 2—3 см, иногда крупнее), представлен эффузивными породами и вулканическим стеклом основного, изредка среднего состава. В цементирующей части — песчано-алевритовый вулканогенный материал, часто с цеолитами. Окраска пород красно-бурая, зеленая. На глубине 1307—1311 м керн не поднят, в интервале 1311—1315 м — сильно измененные эффузивные породы основного состава, лавобрекчия и туфы, чередующиеся между собой.

4. Пачка эффузивных пород основного состава (глубина 1315—1383 м, мощность 68 м) имеет сложное строение. В ее составе выделено около 10 покровов мощностью от 3—5 до 18 м. Маломощные покровы сложены сильно измененными миндалекаменными породами основного состава, более мощные имеют отчетливо зональное строение. Пачка сложена ба-

Таблица 5

К4 (г. Кобрин, Брестской области)

Содержание окислов, %										
FeO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	H ₂ O	сумма
0,80	0,84	0,04	0,19	1,69	4,63	0,92	4,25	6,27	5,82	100,36
1,46	0,94	0,05	0,22	2,09	3,09	1,16	2,19	5,10	5,18	99,98
1,61	0,77	0,09	0,23	2,41	1,10	4,52	2,59	5,47	1,42	100,62
0,45	0,82	0,05	0,21	2,13	0,09	2,82	4,80	0,95	0,73	99,95
0,71	0,78	0,06	0,21	1,93	0,40	2,64	5,18	0,63	0,28	100,56
2,28	0,78	0,08	0,22	2,29	0,92	5,00	2,81	4,67	0,77	99,49

зальтами, базальтовыми порфиритами, лавобрекчией. Количество миндалин в породах самое различное. Их величина колеблется от десятых долей миллиметра до 1—3 см. Миндалины выполнены хлоритом, цеолитами, халцедоном и другими минералами.

Еще западнее, в районе д. Мельник (Польская Народная Республика), вулканогенная толща имеет мощность 117 м (глубина 1611—1728 м). Она залегает на иотнийских диабазах (глубина 1728—1746 м), подстилаемых гранитоидными породами кристаллического фундамента (с глубины 1746 м), перекрывается аркозовыми песчаниками валдайской серии (глубина 1582—1611 м). В основании вулканогенной толщи залегает

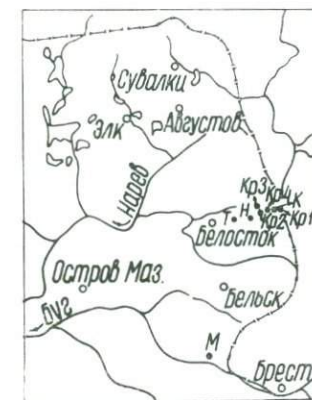


Рис. 8. Схема расположения скважин, вскрывших эффузивную толщу венда в северо-восточной части Польши (Juskowiak, Ryka, 1967):

М—Мельник; К—Крынки; Т—Татаровцы; Н—Новоселки; Кр—Крушняны (скважины Кр. 1, Кр. 2, Кр. 3, Кр. 4)

пачка резко разнозернистых псефито-псаммитовых обломочных пород мощностью 6 м (глубина 1722—1728 м), которые сложены в основном кварцем, микроклином и плагноклазами, с примесью биотита, мусковита, непрозрачных рудных минералов, с обломками гнейса, гранита, кварцевого порфира. Це-

мент терригенно-железистый. Отложения белорусской серии в данном разрезе отсутствуют (рис. 8, 9, Juskowiak, Ryka, 1967).

Собственно вулканогенная серия в Мельнике имеет мощность 111 м (глубина 1611—1722 м) и сложена чередующимися между собой пачками основных эффузивных пород (базальты и др.), вулканических туфов и агломератов.

Базальтовые породы образуют 8 пачек мощностью от 0,4 до 16,7 м. Они составляют в разрезе 65 м (58,7%). Туфы и агломераты образуют 8 пачек мощностью от 2—3 до 10—14 м. Эффузивные породы представлены плагиоклазо-пироксеновыми базальтами, иногда с анальцитом и измененными базальтами. Здесь выделены хорошо раскристаллизованные крупнозернистые (долеритовые) и афанитовые разновидности, много миндалекаменных пород. Структура базальтов преимущественно интерсертальная, реже гиалофитовая и микропорфировая. Измененные базальты обычно миндалекаменные, более стекловатые. Минеральный состав нескольких образцов базальтов приведен в табл. 6, из которой видно, что важнейшими минералами во всех образцах являются плагиоклазы.

Они составляют 55—77 объемн. % и представлены обычно лабрадором № 54—60. В измененных разновидностях

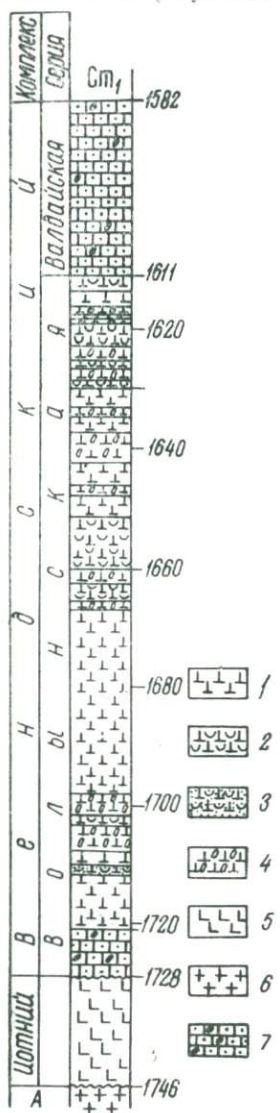


Рис. 9. Разрез вулканогенной толщи вендского комплекса скважины Мельник (Польская Народная Республика) — по материалам Juskowiak, Ryka, 1967:

1—базальты сравнительно свежие и в различной степени измененные; 2—туфы вулканические основного состава различной структуры; 3—туффиты (пирокластическая часть основного состава); 4—туфобрекчии и агломераты; 5—диабазы; 6—породы кристаллического фундамента; 7 — песчаники разнозернистые, аркозовые

базальтов плагиоклаз частично или полностью альбитизирован. В свежих разновидностях базальтов существенную роль играют пироксены, которые в измененных разновидностях отсутствуют.

Минеральный состав базальтов Мельника

Минералы	Содержание, объемные %					
	1713,5 м	1709,9 м	1694 м	1667 м	1643,7 м	1615 м
Плагиоклаз	65,3	63,5	52,5	77,1	70,9	55,1
Пироксен	14,8	12,2	24,3	—	—	19,3
Эпидот	—			—	—	
Хлорит	14,3	7,9	14,0	3,1	16,5	7,4
Окислы железа	5,6	16,2	4,3	17,1	12,2	17,6
Кварц	—	—	4,5	2,7	0,04	—
Апатит	—	0,2	0,3	—	—	0,3
Биотит	—	—	—	—	—	0,3

По сравнению с белорусскими базальтами в аналогичных породах Мельника пироксены содержатся в меньшем количестве, а плагиоклазы в большем. В базальтах много хлорита, гидроокислов железа, есть эпидот, кварц, халцедон, апатит, рудные и другие минералы. В ряде образцов содержится анальцим.

Туфы в районе Мельника образуют 7 пачек и сопровождаются туфо-конгломератами и туфобрекчиями. Туфы литовитрокластические, витрокластические, витрокристаллокластические и литокластические, псефитовые и псаммитовые, изредка алевроитовые и глинистые. Среди обломков туфов Мельника (табл. 7) преобладают обломки вулканического стекла и эф-

Таблица 7

Минеральный состав туфов Мельника

Составные части туфов	Содержание, объемные %			
	1663— 1665,9 м	1627— 1628 м	1621 м	1618,9— 1619 м
Обломки стекла	55,0	39,0	27,0	—
Обломки базальтов	10	19,3	30,9	50,0
Обломки порфиров	8,5	—	—	0,7
Обломки фельзитов	—	4,4	—	—
Селадонит	—	—	20,9	—
Кварц	—	—	—	9,3
Карбонаты	5,6	—	1,4	0,9
Цемент железистый	5,8	21,3	—	—
Цемент стекловатый	15,8	16,0	9,8	39,1
Цемент гидрослюдистый	—	—	10,0	—

фузивных пород основного состава, реже и не во всех образцах встречаются обломки кварцевых порфиров и др. В цементе — хлорит, гидроокислы железа, стекло, глинистые минералы.

Химические анализы вулканических туфов (табл. 8) подтверждают их основной состав.

Таблица 8

Химический состав туфов Мельника

Оксиды	Содержание окислов, вес. % (а) и молекулярные количества (б)			
	12 (г.л. 1658,9 м)		13 (г.л. 1662,7 м)	
	а	б	а	б
SiO ₂	50,23	836	49,49	823
TiO ₂	1,42	18	0,85	11
Al ₂ O ₃	13,55	133	44,39	141
Fe ₂ O ₃	9,60	60	5,15	32
FeO	2,49	35	4,63	64
MnO	0,02	—	0,05	—1
MgO	7,08	170	10,43	259
CaO	0,90	16	0,79	14
Na ₂ O	0,46	7	0,56	9
K ₂ O	5,10	54	5,60	59
P ₂ O ₅	0,10	1	0,04	—
H ₂ O ⁺	4,67	259	4,50	250
H ₂ O ⁻	5,01	278	3,03	168
CO ₂	0,01	—	0,32	7
S	0,01	—	0,00	—
Сумма	100,64	—	99,83	—

Важнейшие разрезы южной и юго-восточной частей Брестской впадины

В южной и юго-восточной частях Брестской впадины вулканогенная толща вскрыта на небольшую мощность (30—120 м) рядом скважин в дд. Медно (скв. 76), Бродятин (505), Новоселки (68), Хабовичи (12) и др. (рис. 10). Во всех этих пунктах вскрытая часть вулканогенной толщи сложена эффузивными породами основного состава и базальтовыми туфами.

Разрез вулканогенной толщи скважины № 76 д. Медно Брестской области. Эффузивная толща перекрывается юрскими отложениями. Она вскрыта на небольшую мощность — 32 м (глубина 253—285 м). Во вскрытой части выделены: первая (верхняя) пачка основных эффузивных пород (глубина 253—263 м, мощность 10 м), первая (верхняя) пачка вулканических туфов (глубина 263—266 м, мощность 3 м), вторая пачка основных эффузивных пород (глубина 266—278 м, мощность 12 м), вторая пачка туфов (глубина 278—281 м, мощность 3 м), третья пачка основных эффузивных пород (глубина 281—285 м, пройденная мощность 4 м). Бурение скважины остановлено на глубине 285 м.

Первая (верхняя) пачка эффузивных пород имеет следующее строение:

253—254,50 м (обр. 1,2). Сильно измененные (выветрелые) эффузивные породы основного состава, пестроцветные (серые, зеленые, желто-бурые, красноцветные), с многочисленными прожилками кальцита по трещинам, идущим в различных направлениях, некрепкие. Основная масса сложена лейстами альбитизированного плагиоклаза и мелких зерен рудного минерала (титаномагнетита). Мезостазис полуразложившийся светлый желтовато-зеленоватый. Отдельные участки бесцвет-



Рис. 10. Важнейшие разрезы вулканогенной толщи южной части Брестской впадины:

1—эффузивные породы основного состава (базальты, долериты) сравнительно свежие; 2—эффузивные породы основного состава измененные (измененные базальты, базальтовые порфириты); 3—эффузивные породы основного состава сильно измененные (спилитоподобные, миндалекаменные, лавобрекчии); 4—эффузивные породы основного состава измененные и сильно измененные; 5—туфы вулканические основного состава

ного изотропного стекла окружены черной опацитовидной каймой. Часто встречается палагонит бурый, изотропный, отороченный прямыми причудливо извилистыми поляризующими каемками зонального строения. В миндалинах, которых в породе немного, — хлорит (в центральной части) и кварц (по краям), нередко палагонит серовато-бурый, изотропный, по которому в центральной части интенсивно развивается хлорит. Пироксен отсутствует.

254,5—257,10 м (обр. 3, 4). Базальты темно-серые с фиолетовым оттенком, пятнами зеленоватые и красноватые, крепкие, трещиноватые, миндалекаменные, иногда типичные гиалобазальты. Основная масса породы сложена черной непрозрачной и зеленоватой массой, в которой выделяется различное количество тонкоигльчатого альбитизированного плагиоклаза. Миндалины составляют до 30—50%, по форме овальные, округлые, реже непрозрачные, сдвойникованные, величиной в 0,10—5,5 мм, выполнены разными минералами: 1) бурым, участками серым цеолитом (натролитом), нередко лучисто-радиального строения; этим минералом выполнено большинство преимущественно мелких миндалин; 2) таким же бурым цеолитом, но уже отчетливо лучисто-радиального строения, в центре с хлоритом крупнопластинчатым, серым, со слабоголубоватым оттенком, иногда почти бесцветным; 3) крупнопластинчатым голубоватым хлоритом (в центре), по краям кварцем, участками с бурым цеолитом; 4) светло-бурым и желтовато-зеленым веществом, при скрещенных николях желтовато-зеленоватым, агрегатного строения, в отдельных миндалинах замещенным мелкоагрегатным хлоритом. Это переходная разность между палагонитом и хлоритом (палагонит-хлоритовое вещество); вокруг миндалин тонкая бесцветная (при +Н серая тонкоагрегатного строения) кайма, по-видимому, хлоритового строения; 5) кальцитом (единичные миндалины).

257,10—258,0 м (обр. 5, 6). Базальты темно-серые, иногда с фиолетовым оттенком, крепкие, трещиноватые, сильно измененные, альбитизированные, миндалекаменные. Основная масса сложена лейстами альбитизированного плагиоклаза и содержит много зерен полуразложившегося моноклинного пироксена, часто встречаются мелкие (0,04 мм и менее) зерна титаномагнетита и магнетита. Отмечены редкие порфиоровые выделения лабрадора (до $1 \times 0,8$ мм). Много (до 25—29%) миндалин (от самых мелких до 2 см), выполненных в основном бурым (биотитоподобным) палагонитом, по которому развивается хлорит. В отдельных крупных миндалинах отмечен ярко-голубой мелко- и радиально-лучистого строения хлорит, занимающий среднюю часть миндалин, а по краям — бурый палагонит.

258,0—259,9 м (обр. 7). Базальты темно-серые с зеленоватым оттенком, крепкие, трещиноватые, магнетит-пироксено-плагиоклазовые, часто миндалекаменные, порфировой структуры. Много прожилок (в 1—4 мм) кальцита. Часто встречаются гнезда халцедона и кварца (до 2 см в диаметре). Основная масса сложена лейстами основного плагиоклаза, зернами моноклинного пироксена (слабо измененного) и рудного минерала (титаномагнетита). Очень много миндалин, выполненных палагонитом, реже хлоритом и цеолитами. В зависимости от содержимого миндалин можно выделить четыре типа миндалин: 1) чисто палагонитовые — в средней части миндалин выполнены оранжевым изотропным (биотитоподобным) палагонитом; кайма многослойная (4—8 зон), сложена двупреломляющим светло-оранжевым палагонитом; 2) палагонитовые с зародышами хлорита — основная масса миндалин сложена изотропным палагонитом, который в центральной части замещается голубоватым мелкоагрегатным хлоритом; кайма палагонитовая, двупреломляющая, многослойная; 3) палагонито-хлоритовые — центральная часть миндалин сложена крупнокристаллическим зеленовато-голубоватым хлоритом, следующая зона (узкая) представлена изотропным палагонитом; кайма палагонитовая, многослойная, двупреломляющая; миндалины такого типа наиболее крупные; 4) палагонито-цеолитовые — центральная часть выполнена цеолитом (натролитом) бурым, участками серым, радиально-волокнистым, сохраняющим собственную окраску при +Н. Далее идет изотропный палагонит буровато-оранжевый, а по периферии — двупреломляющая зональная палагонитовая кайма.

В породе часто встречаются прожилки кальцита, которые секут и породу и миндалины. В основной массе отмечено палагонитовое вещество.

259,9—262,0 м (обр. 8, 9, в интервале 259,9—261,15 м керн не поднят). Базальты темно-серые со слабым зеленоватым оттенком, крепкие, трещиноватые, магнетит-пироксено-плагиоклазовые. Сложены лейстами основного плагиоклаза, свежих зерен моноклинного пироксена, рудных минералов. Есть единичные мелкие миндалины, выполненные оранжевым палагонитом. Кайма в таких миндалинах палагонитовая, многослойная, двупреломляющая. Остальная часть миндалин выполнена изотропным палагонитом, и лишь в самом центре намечается его раскristализация (по палагониту развивается мелкоагрегатный хлорит). В породе отмечены единичные порфировые выделения основного плагиоклаза. Встречено крупное красное гнездо (в 5 мм) цеолита (натролита), под микроскопом — бурого и серого цвета, радиально-волокнистого строения, со значительным содержанием карбоната, замещаю-

щего цеолит. Мезостази́с представлен буровато-оранжевым вулканическим стеклом, изотропным, с палагонитом.

262—263 м (обр. 10). Сильно измененные миндалекаменные породы основного состава и типичные гиалобазальты темно-серые с зеленоватым и красноцветным оттенком, крепкие, трещиноватые. Основная масса сложена черным стекловатым веществом, содержащим различное количество лейст альбитизированного плагиоклаза. Очень много миндалин округлых, овальных, величиной до 1 см, выполненных зеленовато-голубым крупнопластинчатым, реже мелкоагрегатным хлоритом (в центре миндалин), кварцем и халцедоном по краям. В трещинах — хлорит, халцедон и кварц.

Приведенные данные показывают, что в верхней пачке эффузивов (глубина 253—263 м) наиболее свежие породы залегают на глубине 259,9—262,0 м. Они представлены темно-серыми базальтами, сложенными крупнозернистыми микролитами, изредка порфировыми выделениями основного плагиоклаза, свежими зернами моноклинного пироксена, с небольшим содержанием зерен магнетита и титаномагнетита. Структура интерсертальная. Отмечены единичные миндалины, выполненные палагонитом, изредка вместе с хлоритом. В мезостази́се — вулканическое стекло с палагонитом.

В нижней части пачки (1 м) базальтовые породы сильно изменены. Зона измененных пород в верхней части покрова имеет значительную мощность — 6,9 м (253—259,9 м). Вначале идут слабо измененные породы (258,0—259,9 м), затем измененные (254,5—258,0 м) и, наконец, сильно измененные (253—254,5 м). Характер изменения пород от средней зоны пачки к ее краевым частям проявляется в появлении зеленовато-серой и красноцветной окраски; альбитизации плагиоклаза; разложении, вплоть до полного исчезновения, моноклинного пироксена; увеличении содержания и уменьшении величины зерен магнетита и титаномагнетита; широком развитии миндалекаменных пород, в которых миндалины выполнены хлоритом, халцедоном, кварцем, палагонитом, цеолитами; появлении гиалобазальтов, а иногда и лавобрекчий; сильной хлоритизации мезостази́са.

З. Г. Ушакова (1962) в этой части разреза выделяет два самостоятельных покрова (верхний на глубине 254,3—258,3 м, нижний — 258,3—263,0 м).

Первая пачка вулканических туфов состоит из двух подпачек — верхней и нижней (обр. 11, 12).

Верхняя подпачка (глубина 263—264 м, мощность 1 м) представлена псаммитовыми туфами красноцветными, крепкими, ожелезненными. 70% туфов составляют остроугольные и рогульчатые обломки непрозрачного и оранжевого вулканического стекла различной величины (0,02—0,10 мм, изредка

больше). Непрозрачные обломки в срезе имеют такое строение: в центре серое мелкоагрегатное вещество, затем буровато-желтое изотропное и, наконец, темно-коричневое, при +Н сохраняющее собственную окраску. Обломки нередко мелкопузыристые. Цемент базальный и поровый (20—25%), представлен раскристаллизованным вулканическим стеклом, бесцветным, со слабыми красноцветными оттенками, при +Н светло-серым, агрегатным, замещается, по-видимому, цеолитами. В пустотах туфа — цеолиты (натролит), хлорит, кварц. Во многих миндалинах центральную часть занимает хлорит радиально-лучистый, остальную часть — цеолит серый и бурый.

Нижняя подпачка (глубина 264—266 м) представлена вулканическими псаммитовыми туфами серыми с фиолетовым оттенком, красноцветными и зеленовато-серыми, некрепкими. Красноцветные разности в основном такие, как на глубине 263—264 м. Зеленовато-серые и серые разности острокластические. Основная масса породы (85%) состоит из остроугольных и рогульчатых обломков величины в 0,10—0,40 мм, иногда до 0,5—2 мм бесцветного (со слабым зеленоватым оттенком) вулканического стекла, при +Н серого с волнистым угасанием — стекло перешло в сапонит. В некоторых обломках есть пустоты, выполненные бледно-голубым хлоритом и сапонитом. Все зерна окаймлены темной каемкой. Около 5% обломков сильно измененных базальтовых пород. Цемент (10%) также сапонитовый. В другом образце из этого же интервала несколько больше обломков пород, в цементе часто встречаются буроватые цеолиты.

Таким образом, туфы пачки псаммитовые, реже псефитовые, чисто витрокластические или с небольшой примесью обломков эффузивных пород. Широко развиты в цементе цеолиты. Нередко выделяются сапонитовые разности туфов, в которых сапонит развит и по обломкам стекла и в цементе.

Вторая пачка основных эффузивных пород имеет следующее строение:

266—267 м (обр. 13). Сильно измененные породы основного состава и гиалобазальты с прослоями туфов. Туфы в основном такие, как на глубине 264—266 м. Гиалобазальты темно-серые с зеленоватым оттенком, миндалекаменные. Основная масса породы сложена черной стекловатой массой с редкими тонкими лейстами альбитизированного плагиоклаза. Миндалины составляют 50—60% от объема породы, они различной формы (округлые, овальные, неправильные, сдвоенные) и величины (от долей миллиметра до 2—5 мм). Выполнены в основном по краям (в виде каймы) буроватым цеолитом (натролит), в центре хорошо раскристаллизованным халцедоном и кварцем. Отдельные мелкие миндалины выполнены полностью натролитом. Редко встречаются хлорит и кальцит.

267—268 м (обр. 14). Сильно измененные эффузивные породы основного состава. Они сложены лейстами альбитизированного и хлоритизированного плагиоклаза и непрозрачной стекловатой массой. В породах очень много пустот неправильной формы, выполненных в основном цеолитами (бурый и бесцветный натролит), реже хлоритом. Кварца практически нет. Многие миндалины выполнены цеолитами полностью. Некоторые же в центре выполнены хлоритом, а по краям цеолитами.

268—270 м (обр. 15). Измененные эффузивные породы (альбитизированные, хлоритизированные, миндалекаменные) основного состава, серые, участками пестроцветные и зеленовато-серые, крепкие, трещиноватые. Много миндалин (до 30%) округлых и овальных, величиной до 2 см. Они выполнены в центре хлоритом зеленовато-голубым, крупнопластинчатым, по краям халцедоном и кварцем, есть палагонит. Основная масса сложена альбитизированным плагиоклазом, содержит много (до 10%) рудных минералов (титаномагнетит и магнетит) при полном отсутствии пироксенов. Стекловатый мезостазис сильно хлоритизирован. Отмечены единичные порфиновые выделения плагиоклаза.

270—271,5 м (обр. 16, 17). Базальты серые и темно-серые, иногда с фиолетовым оттенком, крепкие, трещиноватые, часто с миндалинами. Основная масса породы сложена альбитизированными плагиоклазами, существенно хлоритизированными. Много зерен непрозрачных рудных минералов, которые нередко приобретают дендритовидную форму. В мезостазисе много (10—15%) стекла сильно хлоритизированного, иногда зеленовато-бурого. Многие участки стекла ограничены прямыми линиями, с белой или темной каймой. Стекло в этих участках зеленое и зеленовато-серое, изотропное, переходящее в палагонит. Отмечены единичные участки типичного бурого изотропного палагонита. В основной массе в значительном количестве содержатся цеолиты (натролит) серые и буроватые, с высоким рельефом, серыми цветами интерференции. Они образуют скопления мелких агрегатов на значительной площади шлифа. Миндалины выполнены палагонитом, хлоритом, изредка кварцем и рудным минералом. Можно выделить три типа миндалин: 1) хлорито-палагонитовые — это миндалины, выполненные бурым и зеленовато-бурым изотропным палагонитом и лишь в центральной части мелкопластинчатым хлоритом; 2) палагонитовые—это мелкие миндалины, выполненные бурым и зеленовато-бурым изотропным палагонитом, иногда в центральной части с зародышами хлорита; 3) рудно-кварцево-хлоритовые—единичные миндалины, выполненные в центральной части кварцем, затем тонкой полоской рудного минерала; вся остальная большая часть сложена хлоритом.

271,5—276,0 м (обр. 18, 19, 20, 21). Базальты темно-серые, крепкие, трещиноватые, магнетит-пироксено-плаггиоклазовые, с отдельными миндалинами. Основная масса сложена лейстами, изредка порфирированными выделениями основного плаггиоклаза (лабрадор) в $0,08—0,12 \times 0,04 \times 0,06$ мм (40—50%), моноклинного пироксена (40—45%), зерна которого выполняют промежутки между лейстами плаггиоклаза и рудными минералами (8—10%), представленными титаномагнетитом и магнетитом, иногда дендритовидного строения. Мезостазис составляет до 5% и представлен хлоритизированным стеклом. Есть единичные миндалины, выполненные хлоритом и цеолитами (бурым и бесцветным натролитом радиально-волоконистого строения). Отмечены крупные гнезда халцедона и кварца бесцветного со слабым розовато-фиолетовым оттенком (до 4—5 см по керну), друзовидного строения. В верхней части пироксены существенно изменены.

276,0—277,5 м (обр. 22). Измененные эффузивные породы основного состава (базальты) темно-серые, с зеленоватым оттенком, крепкие, трещиноватые, альбитизированные и хлоритизированные, с редкими миндалинами. Основная масса породы сложена лейстами альбитизированного плаггиоклаза, сильно разложившего моноклинного пироксена (от него остались многочисленные при +Н желто-бурые пятна) и рудных минералов. Мезостазис сильно хлоритизирован. Много цеолитов (натролит и др.) бесцветных (при +Н темно-серых, с высоким рельефом) и буроватых. В центральной части натролитовых миндалин часто развивается хлорит. В отдельных миндалинах есть бурый палагонит (в центральной части миндалин также развивается хлорит). По трещинам отмечен хлорит и кальцит.

277,5—278,0 м (обр. 23). Гиалобазальты темно-серые, с красноватым оттенком, крепкие, трещиноватые. Сложены черной стекловатой массой с многочисленными тонкими лейстами альбитизированного плаггиоклаза. В миндалинах и пустотах цеолиты (бурые и бесцветные), отмечен хлорит.

Наиболее свежая часть пачки выделена на глубине 271,5—276 м. Здесь она представлена свежими базальтами пироксен-плаггиоклазовыми с интерсертальной структурой. Ниже следует 1,5 м (276—277,5 м) измененных эффузивных пород, в которых пироксен существенно разложен, и еще ниже 0,5 м (277,5—278,0 м) гиалобазальтов. Выше наиболее свежей части пачки залегают слабо измененные породы с пироксеном (270,0—271,5 м), измененные без пироксенов (268—270 м) и сильно измененные без пироксенов (266—268 м). В миндалинах развиты цеолиты, хлорит, палагонит, халцедон и кварц.

З. Г. Ушакова (1962) в этой части разреза выделяет верхний покров (глубина 265,2—267,2 м), пачку средних покровов (267,2—274,9 м) и нижний покров (274,9—277,8 м).

Вторая пачка туфов сложена псаммитовыми и псефитовыми витро-литокластическими и лито-витрокластическими туфами. Она имеет следующее строение и состав:

278—278,6 м (обр. 24). Туф псефитовый, реже псаммитовый и туфобрекчия, красноцветный, крепкий, лито-витрокластический с различным соотношением обломков пород и стекла, но с преобладанием последних. Величина обломков — от долей миллиметров до 1—2 см. У обломков стекла края причудливо изрезаны, остроугольные, у пород сглаженные. Большинство обломков окружены широкой (0,02—0,06 мм) темно-коричневой и черной каймой (зона закалки). Среди обломков характерны: измененные базальты, миндалекаменные спилитоподобные породы основного состава, гналобазальты, кварцевые порфиры (типичные, в значительном количестве). Вулканическое стекло ярко- и светло-оранжевое, изотропное, изредка слабо раскристаллизованное, часто пузыристое. Миндалины обломков стекла и пород выполнены в основном хлоритом, халцедоном, реже — цеолитами. В цементе — хлорит, хлоритизированное вулканическое стекло, иногда с халцедоном и гидроокислами железа.

278,6—281,0 м (обр. 26, 25). Туф вулканический пестроцветный (в основном красно-бурый, реже зеленый), псаммитовый, псефитовый, иногда переходящий в туфобрекчию, лито-витрокластический и витро-литокластический с различным соотношением обломков пород и стекла. Обломки пород представлены измененными базальтами, спилитоподобными миндалекаменными породами основного состава, гналобазальтами, кварцевыми порфирами, породами кислого состава с перлитовой текстурой, породами среднего состава. Много обломков вулканического стекла коричневой и зеленовато-серой окраски. Последние характерны для зеленовато-серых разностей туфов. Они превращены в сапонит — в проходящем свете бледный, зеленоватый, при +Н серый с волнистым угасанием. В цементе, кроме хлорита и хлоритизированного стекла, часто встречается сапонит.

Приведенные данные показывают, что пачка туфов, залегающая на глубине 278—281 м, сложена псаммитовыми и псефитовыми разностями туфов основного и смешанного состава. В туфах смешанного состава наряду с обломками эффузивных пород и вулканического стекла присутствует значительное количество обломков дацитов-андезитовых и кислых эффузивных пород. В туфах этой пачки, как и в туфах скважины № 12 д. Хабовичи, в значительном количестве содержатся обломки типичных кварцевых порфиров, схожих с аналогичными породами ютнийской формации Украинского щита, а также района Глуска (БССР).

Широко распространены в туфах, особенно в его зеленовато-серых разностях, сапонит, который развивается по обломкам зеленовато-серого вулканического стекла, а также по стеклу цементирующей массы.

Третья пачка основных эффузивных пород вскрыта только в своей верхней измененной части (забой скважины на глубине 285 м), которая сложена следующими породами:

281,0—282,0 м. Эффузивные породы основного состава серые с красноцветными и фиолетовыми оттенками, крепкие, трещиноватые, измененные, альбитизированные и хлоритизированные, спилитоподобные, миндалекаменные. Они сложены лейстами альбитизированного и хлоритизированного плагиоклаза, содержат много зерен рудного минерала (магнетит и титаномагнетит). Мезостазис породы полуразложен, хлоритизирован. В значительном количестве содержатся миндалины различной формы и величины (от долей миллиметра до 1—1,5 см), выполненные в основном хлоритом, иногда с халцедоном и цеолитами.

282,0—285 м (обр. 27). Базальты серые, в верхней части с красноцветным, а ниже с зеленоватым оттенками, крепкие, трещиноватые, альбитизированные и хлоритизированные, миндалекаменные, менее измененные, чем на предыдущем интервале. Лейсты плагиоклаза альбитизированы, но сохранились хорошо. В породе очень много мезостазиса, представленного бурой изотропной и частично раскристаллизованной хлоритизированной стекловатой массой. Часто встречаются миндалины, выполненные хлоритом, с цеолитами и халцедоном.

Разрез вулканогенной толщи скважины № 12 д. Хабовичи Брестской области. Вулканогенная толща перекрывается песчаными породами гдовской свиты валдайской серии. Она вскрыта на незначительную мощность — 61,6 м (глубина 229—290,6 м). Во вскрытой части выделены: первая (верхняя) пачка основных эффузивных пород (глубина 229,0—276,0 м, мощность 47 м), первая (верхняя) пачка вулканических туфов (глубина 276—290,0 м, мощность 14 м), вторая пачка основных эффузивных пород (вскрыта только на 0,60 м на глубине 290,0—290,6 м). Бурение скважины остановлено на глубине 290,6 м.

Верхняя пачка эффузивных пород имеет следующее строение:

229,0—230,2 м (обр. 32). Сильно измененные спилитоподобные породы основного состава, темно-серые с фиолетовым и зеленоватым оттенком, крепкие, трещиноватые, миндалекаменные. Основная масса породы состоит из альбитизированных полуразложенных лейст плагиоклаза, рудных минералов (магнетит, титаномагнетит) и ожелезненного мезо-

стазиса. В породе много миндалин различной величины и формы, выполненных цеолитами (сколецит, изредка гейландит). Сколецит макроскопически белый, мягкий, порошокватый, в шлифе бесцветный, при +Н тонкоагрегатный, с Ng—Np 0,002—0,004. Гейландит бесцветный, с характерными призматическими и квадратными сечениями. Отмечены бурый изотропный палагонит, мелкие псевдоморфозы зеленовато-бурого боулингита с опацитовой каймой (по-видимому, по оливи-ну). Магнетит и титаномагнетит образуют скопления мелких зерен. Пироксен отсутствует.

230,2—234,45 м (обр. 33, 34, 35, 36). Измененные (спилитоподобные) породы основного состава темно-серые с фиолетовым, иногда зеленоватым оттенком, плотные, крепкие, трещиноватые. Сложены альбитизированными полуразложившимися лейстами плагиоклаза и рудными минералами (магнетит, титаномагнетит) в виде мелких зерен. Есть крупные образования магнетит-титанистых минералов (ярко-оранжевые в проходящем свете и при скрещенных николях, с жирной черной каймой). В отдельных более свежих образцах (глубина 231,5—232,30 м) много измененных зерен пироксена. По трещинам и в миндалинах встречаются кальцит, хлорит, цеолиты (сколецит, натролит). Хлорит бледно-зеленый, иногда почти бесцветный, радиально-лучистого строения.

Сколецит белый, в шлифе серый, чешуйчато-волоконистый. В образце 36 (глубина 232—233 м) очень много (25%) натролита (в миндалинах, пустотах, по лейстам плагиоклаза) серого, переходящего в желтовато-оранжевый, радиально-волоконистого, с Ng—Np 0,006—0,008. Отмечены в трещинах пирит и халькопирит.

234,45—238,85 м (обр. 37, 38, 39, 40). В верхней части базальты темно-серые, со слабыми зеленоватыми оттенками, крепкие, трещиноватые, свежие, магнетит-пироксено-плагиоклазовые, хорошо раскристаллизованные. Сложены лейстами свежего лабрадора (60%), зернами моноклинного пироксена (30%), магнетита. Бурое стекло встречается очень редко. В нижней части измененные спилитоподобные, альбитизированные и хлоритизированные, миндалекаменные породы основного состава, изредка гналобазальты. Миндалины выполнены в основном цеолитами и хлоритами.

238,85—248,0 м (обр. 41, 42, 43, 44, 45). Базальты темно-серые, иногда со слабым зеленоватым оттенком, крепкие, трещиноватые, свежие, полностью раскристаллизованные, магнетит-пироксено-плагиоклазовые. Плагиоклазы представлены крупными (0,20—0,24 × 0,06—0,08 мм) свежими лейстами лабрадора и составляют 50—60%, пироксены — моноклинной разностью (пижонит) в виде свежих изометричных зерен (30—40%). Магнетит и титаномагнетит составляют около

10%. В отдельных образцах встречаются мелкие миндалины, выполненные хлоритом и цеолитами. Отмечены единичные порфиновые выделения плагиоклаза (лабрадора). В образце 45 (глубина 245—247 м) встречены крупные зерна концентрического и радиально-лучистого халцедона, переходящего во вторичный кварц.

248,0—263,0 м (обр. 46, 47, 48). Базальты темно-серые и черные, крупно- и полнокристаллические, магнетит-пироксено-плагиоклазовые, с анальцимом. Это наиболее крупнозернистая и наиболее полно раскристаллизованная часть верхнего покрова. Базальты сложены крупными ($0,3-0,4 \times 0,08-0,10$ мм) лейстами свежего лабрадора (50—60%), бесцветными изометричными зернами ($0,06 \times 0,10$ мм) моноклинного пироксена (30—40%) и магнетита (5—10%). Встречается анальцит (изотропный, бесцветный, $n=1,486$). Много зеленовато-бурого палагонитоподобного минерала. Отмечено бурое стекло с $n=1,54$. Иногда встречаются порфиновые выделения лабрадора.

263—270 м (обр. 49). В верхней части базальты темно-серые, сравнительно свежие, магнетит-пироксено-плагиоклазовые, более мелкозернистые и менее раскристаллизованные, чем на предыдущем интервале. Книзу порода становится более измененной, в ней исчезает пироксен, плагиоклаз альбитизируется, увеличивается содержание хлорита.

270—276 м (обр. 50, 51). Сильно измененные альбитизированные спилитоподобные миндалекаменные породы основного состава. Они сложены полуразложенными лейстами альбитизированного плагиоклаза. Много магнетита и титаномагнетита. В большом количестве содержатся миндалины, которые выполнены хлоритом (светлым, зеленовато-голубым, почти бесцветным, радиально-лучистым; у стенок миндалин нередко выделяется бурая и черная кайма). Есть буро-желтое изотропное вещество палагонитового ряда. Отмечен бурый изотропный палагонит с типичной петельчато-извивающейся интенсивной бурой каймой.

Приведенные данные показывают, что верхняя пачка эффузивной толщи представляет собой, по-видимому, один покров, имеющий зональное строение. Его средняя часть сложена наиболее свежими массивными и полнокристаллическими крупнозернистыми базальтами магнетит-пироксено-плагиоклазового состава без заметных следов их изменения. Они имеют кайнотипный облик. Книзу и кверху базальты постепенно изменяются и переходят в сильно измененные альбитизированные и хлоритизированные спилитоподобные миндалекаменные породы основного состава. Изменение пород идет в различных направлениях: альбитизация, хлоритизация, полевых шпатов, изменение и исчезновение пироксена, ожелез-

нение мезостазиса, появление значительного количества минералов, усиление роли хлоритов, цеолитов и других минералов, изменение окраски пород (появление красноцветных и зеленоватых окрасок и оттенков). Верхняя часть покрова сильно выветрелая (в зоне гипергенеза). Главными минералами свежих разностей базальтов являются основной плагиоклаз (лабрадор), образующий микролиты и изредка порфиновые включения; моноклинный пироксен (пижонит), зерна которого выполняют промежутки между микролитами плагиоклаза; магнетит и титаномагнетит. Вулканическое стекло содержится в незначительном количестве. В измененных разностях пироксенов нет, основной плагиоклаз альбитизируется и замещается хлоритами и цеолитами. В породах широко развиты хлориты, анальцим, цеолиты (натролит, сколецит и др.), паллагонит, есть халцедон и карбонаты. Они приурочены к промежуткам между зернами плагиоклаза и пироксена, трещинам, многочисленным миндалинам, нередко развиваются по плагиоклазам, пироксену. Отмечены единичные псевдоморфозы боулингита (по оливину) с опацитовой каймой.

З. Г. Ушакова (1962) считает, что в интервале 230,0—233,80 м можно выделить часть (фрагмент) самостоятельного покрова. Ниже (глубина 233,8—276,0 м) она выделяет покров эффузивных пород, в составе которого отмечает наличие пяти зон: верхней краевой — эндоконтактной (глубина 233,8—239,0 м); верхней переходной (239,0—248,0 м); средней (248,0—263,0 м); нижней переходной (263,0—276,0 м) и нижней краевой эндоконтактной (269,7—276,0 м). Границы между этими зонами, проведенные на основании степени измененности пород, являются условными.

Верхняя пачка вулканических туфов сложена слабо отсортированными псаммитовыми и псефитовыми вулканическими туфами, красно-бурыми, слабо- и среднесцементированными витро-литокластическими и лито-витрокластическими с резко переменным соотношением обломков пород и стекла (стекло — 20—85%, породы — 15—50%). Величина обломков колеблется от 0,02—0,04 мм до 1 см. Обломки стекла изометричные и овальные со слабо сглаженными контурами, пород — изометричные и слабо удлиненные с лучше сглаженными контурами. Среди обломков пород встречаются измененные (альбитизированные и хлоритизированные) базальты, гиалобазальты, кварцевые породы (очень много), изредка дацито-андезиты и др. Обломки стекла бурые, желтовато-бурые, обычно изотропные, в отдельных частях раскрыстализованные. Характерно концентрическое строение многих обломков, присутствие значительного количества обломков пузыристого стекла. Отдельные обломки приобретают «сапонитовый» облик. В туфах (миндалины, межзерновые

участки) есть хлорит, цеолиты, халцедон. Отмечен терригенный кварц. В некоторых образцах много обломков стекла, полностью замещенных хлоритом. В цементе — измененное вулканическое стекло, есть хлорит (иногда много), в некоторых образцах много гидроокислов железа. Вокруг обломков присутствует тонкая кайма. Ее окраска светлая зеленовато-желтовато-бурая, серая, при +Н светло-серая и серая, иногда со слабым желтоватым оттенком, с волнистым погасанием. Каемки нередко двухслойные. Это хлориты, иногда, возможно, хлорит-сапониты (?) и монтмориллонит (?)

Вторая пачка основных эффузивных пород сложена сильно измененными альбитизированными и хлоритизированными спилитоподобными миндалекаменными породами основного состава. Основная масса породы сложена лейстами полуразложенного альбитизированного плагиоклаза, много рудных. Мезостазиs изменен, в нем есть хлорит и цеолиты. В породе очень много миндалин различной величины (до 1 см) и формы (идеально округлые, овальные, сдвоенные посредством узкого канала). Они выполнены в центре хлоритом (бледно-голубым, плеохроирующим от бесцветного до голубого, радиально-лучистым, крупнопластинчатым), у края — кварцем. Между хлоритом и кварцем узкая полоска тонкодисперсно-чешуйчатого минерала (глинисто-кремнистого) с черными точечными образованиями. Все три части каймы выдержаны во всех миндалинах.

Разрез вулканогенной толщи скважины 505 д. Бродятин Брестской области. Вулканогенная толща скважины 505 вскрыта на глубине 309,0—391,0 м (пройденная мощность 82 м). Она покрывается отложениями юры. Скважина не вышла из эффузивной толщи.

В пройденной части эффузивной толщи выделены: первая (верхняя) пачка эффузивных пород основного состава (глубина 309,0—371,0 м, мощность 62 м); пачка вулканических туфов основного состава (глубина 371—383 м, мощность 12 м) с прослоем в средней части (глубина 376—377 м, мощность 1 м) эффузивных пород; вторая пачка эффузивных пород основного состава (глубина 383—391 м, пройденная мощность 8 м).

Первая (верхняя) пачка эффузивных пород сложена эффузивными породами основного (базальтового) состава — в основном такими, как в скважинах 76, 506 и др. Среди них выделены сравнительно свежие базальты и базальтовые порфириты, сильно измененные базальты и базальтовые порфириты, миндалекаменные базальты, гналобазальты, лавобрекчия.

Сравнительно свежие базальты и базальтовые порфириты темно-серые, крепкие, трещиноватые, хорошо раскристаллизо-

ванные. Они сложены микролитами основного плагиоклаза и зернами моноклинного пироксена, которые содержатся примерно в одинаковом количестве. Величина кристаллов этих минералов колеблется в широких пределах. В одних образцах (наиболее полно раскристаллизованных и более крупнозернистых) непрозрачный рудный минерал (магнетит и титаномагнетит) содержится в небольшом количестве в виде крупных, часто дендритовидных зерен, в других — его довольно много (в виде мелких зерен). Отмечены порфиновые выделения основного плагиоклаза, палагонит. Структуры долеритовые и интерсертальные. Мезостази́с представлен стекловатой и стекловато-хлоритовой массой и содержится в незначительном количестве.

Сильно измененные базальты и базальтовые порфириты характеризуются различной степенью измененности. Они сложены тонкими лейстами альбитизированного плагиоклаза с большим содержанием (10—20%) мелких (0,02—0,04 мм) зерен непрозрачных рудных минералов. Пироксены или полностью отсутствуют, или отмечены редкие реликты их зерен. Мезостази́с, представленный стекловато-хлоритовой массой, содержится в значительном количестве. Часто встречаются хлорит и цеолиты. В некоторых образцах отмечены порфиновые вкрапленники основного плагиоклаза.

Миндалекаменные базальты темно-серые с зеленоватыми и красноцветными оттенками. Их основная масса сложена лейстами альбитизированного плагиоклаза, часто с многочисленными зернами непрозрачных рудных минералов и стекловато-хлоритовым и стекловато-ожелезненным базисом. В многочисленных миндалинах различной величины (от долей миллиметра до 1—2 см) и формы (в основном округлые) содержатся цеолиты (бурые), хлорит (мелко- и крупнопластинчатый, часто радиально-лучистый, зеленовато-голубоватый, светло-серый, со слабым голубоватым оттенком, часто хорошо плеохроирующий от желто-бурого до зеленовато-голубого), реже кварц и халцедон.

Гиалобазальты темно-серые с красноцветными оттенками и красноцветные. Их основная масса сложена непрозрачным стекловатым веществом, иногда с тонкими лейстами плагиоклаза, с многочисленными (40—70%) миндалинами (до 1—2 см), которые выполнены цеолитами, хлоритом, реже кварцем и халцедоном.

Лавобрекчия отмечена только в 2—3 интервалах и сложена крупными обломками гиалобазальтов, пузыристой лавы, изредка спилитоподобных пород, сцементированных цеолитами и стекловато-хлоритовой массой.

Указанные типы пород закономерно чередуются между собой. В этой пачке присутствует несколько покровов, точное количество которых из-за недостаточного выхода кернa опре-

делить трудно; по З. Г. Ушаковой (1962) их 8—10. Наиболее свежие разности базальтов и базальтовых порфиритов приурочены к средним частям покровов, миндалекаменные базальты и гиадобазальты — к нижним и верхним.

Пачка вулканических туфов основного состава сложена в верхней и нижней частях вулканическими туфами и содержит в средней части прослой (1 м) измененных эффузивных пород. Она имеет следующее строение:

371,0—376,0 м. Туфы вулканические красноцветные и зеленовато-серые, псаммитовые (от мелких до крупных) и мелкопсефитовые, витрокластические и лито-витрокластические, основного состава. Обломочная часть туфов сложена в основном вулканическим стеклом светлым зеленовато-серым, замещенным сапонитом (при +Н серым с резко волнистым погасанием), часто мелкопузыристым (в миндалинах тоже сапонит), реже красноцветными шлаковыми корками, гиадобазальтами, сильно измененными базальтами. Отмечены редкие обломки красноцветных эффузивных пород среднего состава. Цемент в туфах различный: в зеленых и зеленовато-серых разностях сапонитовый с хлоритом и цеолитами, в красноцветных — вулканогенно-железистый.

376,0—377,0 м. Базальты и базальтовые порфириты сильно измененные, темно-серые с зеленоватыми оттенками, альбитизированные и хлоритизированные, с редкими порфирированными вкраплениями основного плагиоклаза.

377,0—383,0 м. Туфы вулканические красноцветные и зеленовато-серые, псаммитовые и псефитовые, лито-витрокластические, основного состава. Состав обломков и цемента в основном такой, как в интервале 371,0—376,0 м.

Пачка эффузивных пород основного состава вскрыта только в верхней части и сложена базальтами и базальтовыми порфиритами темно-серыми, в верхней части существенно измененными.

Разрез вулканогенной толщи скважины № 506, д. Черняны Брестской области. Вулканогенная толща вскрыта на глубине 273—384 м (пройденная мощность 111 м), перекрывается отложениями гдовской свиты. Скважина остановлена в вулканогенной толще на глубине 384 м. В составе толщи выделены три пачки: верхняя — эффузивных пород основного состава (глубина 273—326 м, мощность 53 м); средняя — вулканических туфов основного состава (глубина 326—336 м, мощность 10 м); нижняя — эффузивных пород основного состава (глубина 336—384 м, пройденная мощность 48 м).

Эффузивные породы скважины 506 изучались З. Г. Ушаковой (1962), по материалам которой (с нашими дополнениями и изменениями) и составлен настоящий разрез.

Верхняя пачка эффузивных пород основного состава имеет следующее строение:

273—276 м. В самой верхней части темно-серые с зеленоватыми и красноцветными оттенками эффузивные породы основного состава, сложенные лейстами полуразложившегося альбитизированного плагиоклаза, погруженного в черную стекловатую непрозрачную массу. В мезостазисе раскристаллизованное вулканическое стекло. Часто встречаются трещины, выполненные кальцитом и биотитоподобным веществом. В одних (тонких) трещинах кальцит мелкозернистый, в других (широких) — в центральной части крупнозернистый, а по стенкам (1—2 тонкие каемки) — мелкошестоватый. Биотитоподобное вещество часто встречается в пустотах и трещинах. Оно светло-коричневое, не имеет четких очертаний, в +Н мелкоагрегатное с хорошо раскристаллизованной каймой, двупреломление 0,004—0,006. В трещинах иногда встречается вместе кальцит и ярко-коричневый минерал, который в +Н сохраняет собственную ярко-красную окраску и дает отчетливо сферолитовое погасание.

Ниже породы менее измененные — базальты и базальтовые порфириты.

276—284 м. Базальты и базальтовые порфириты темно-серые, хорошо и почти полностью раскристаллизованные. Они сложены микролитами свежего лабрадора (40—45%) и моноклинного пироксена (40—45%). 5—7% составляют зерна непрозрачного рудного минерала. Мезостазис составляет 1—2% и представлен вулканическим стеклом.

284—314 м. Базальты и долериты темно-серые и черные, крепкие, массивные, трещиноватые, хорошо раскристаллизованные, свежие. Сложены микролейстами свежего основного плагиоклаза (лабрадор № 50—68), зернами свежего моноклинного пироксена ($cNg=45^\circ$). Плагиоклазы и пироксен содержатся примерно в одинаковом количестве и составляют 85—90%. Рудные минералы составляют 5—7%, образуют равномерно разбросанные зерна величиной 0,5—0,10 мм и представлены магнетитом и титаномагнетитом. Встречается палагонит и вулканическое стекло.

314—324 м. Базальты, изредка базальтовые порфириты темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком, от слабо измененных до сравнительно свежих. Они сложены мелкими ($0,04 \times 0,022$ — $0,22 \times 0,044$ мм) лейстами основного плагиоклаза (лабрадор), мелкими (0,02—0,04 мм) зернами моноклинного пироксена и рудного минерала.

324—326 м. Сильно измененные миндалекаменные породы основного состава (базальты и базальтовые порфириты) серые, зеленовато-серые и красноцветные, альбитизированные. Сложены лейстами альбитизированного плагиоклаза ($0,01 \times$

$\times 0,015$ — $0,05 \times 0,015$ мм), погруженными в стекловато-хлоритовую массу. В породах часто встречаются мелкие зерна непрозрачных рудных минералов, есть реликты пироксена, бурое стекло. Часто встречаются миндалины различной величины и формы, выполненные в основном хлоритом.

Верхняя пачка эффузивных пород представляет собой мощный покров зонального строения. Наиболее свежая часть покрова залегает на глубине 284—314 м, слабо измененные породы выделены в интервалах 314—324 и 276—284 м и сильно измененные — 324—326 и 272—276 м.

Пачка вулканических туфов основного состава сложена вулканическими туфами, псаммитовыми и псефитовыми, переслаивающимися между собой. Величина обломков колеблется от десятых долей миллиметра до 1—2 см. Крупные обломки округлые, мелкие — остроугольные, часто рогульчатые. Среди обломков преобладают гналобазальты, пазуритное стекло (часто замещенное хлоритом, серпентином, сапонитом), бурое и изотропное стекло (n серого стекла равен 1,564—1,573, n коричневого стекла — 1,579; многие серые обломки сапонитизированы), шлаковые бурые корки. Отмечены единичные обломки плагиоклаза и моноклинного пироксена. В цементе — хлорит, хлорит-серпентиновые минералы, анальцим.

Нижняя пачка эффузивных пород сложена эффузивными породами основного состава от свежих до в различной степени измененных. В ее составе выделены две подпачки: верхняя (глубина 336—364 м, мощность 28 м) и нижняя (глубина 364—384 м, пройденная мощность 20 м).

Верхняя подпачка имеет следующее строение: 336—341 м. Базальты темно-серые с зеленоватыми оттенками миндалекаменные. Основная масса сложена лейстами альбитизированного плагиоклаза и зернами полуразложившего пироксена, с зернами рудного минерала, псевдоморфозами боулингита (по оливину или пироксену), погруженными в хлорито-стекловатую массу. В породе очень много миндалин различной величины и формы, которые выполнены анальцимом, реже хлоритом и палагонитом.

341—342 м. Лавобрекчия, состоящая из обломков величиной 0,2—5 мм и цементирующей массы. Обломки основных эффузивов различаются по степени раскристаллизации, содержанию анальцима и вторичным изменениям. В одних случаях они слабо раскристаллизованы и представлены в основном непрозрачной лимонитизированной стекловатой массой с игольчатыми лейстами альбитизированного плагиоклаза, иногда с псевдоморфозами боулингита (бледного зеленовато-желтого и светлого изумрудно-зеленого), иногда с пироксеном, хлоритом, рудным минералом. В других случаях обломки

лучше раскристаллизованы, с микроинтерсертальной структурой, сложены мелкими ($0,2 \times 0,02$ мм) лейстами альбитизированного плагиоклаза, моноклинного пироксена. Цемент представлен стекловато-хлоритовым веществом, часто с гидроокислами железа. В породе встречается анальцит.

342—348 м. Базальты миндалекаменные темно-серые. Количество миндалин различное, их форма округлая, величина — от десятых долей до нескольких миллиметров. Миндалины выполнены анальцитом ($n < 1,483$), по краям развиваются цеолиты.

348—354 м. Базальты и базальтовые порфириды темно-серые, анальцитсодержащие. Основная масса пород сложена микролитами основного плагиоклаза ($0,12 \times 0,03$ мм) и зернами моноклинного пироксена, с порфирическими выделениями основного плагиоклаза ($0,6—0,8$ мм), со значительным содержанием анальцита (в промежутках между зернами плагиоклаза и пироксена, а также в виде псевдоморфоз по порфирическим вкрапленникам и микролитам плагиоклаза) бесцветного, изотропного; отмечены тонкоагрегатный бесцветный цеолит, зеленый хлорит. Структура породы порфирическая, основной массы — интерсертальная.

354—356,5 м. Базальты и базальтовые порфириды темно-серые, в различной степени измененные, в средней части более свежие, в нижней и средней нередко с миндалинами, выполненными хлоритом, анальцитом.

356,5—358,5 м. Базальты и базальтовые порфириды в основном такие, как в предыдущем интервале.

358,5—360,0 м. Базальты миндалекаменные, серые, сложены лейстами ($0,08 \times 0,02$ мм) альбитизированного плагиоклаза (20%), зернами моноклинного пироксена (свыше 40%), с большим содержанием зеленовато-бурого палагонита (до 30%). Много миндалин, выполненных хлоритом, палагонитом, цеолитом (белым), анальцитом (серым, белым). Есть порфирические вкрапленники плагиоклаза.

360—362 м. Базальты темно-серые и черные, крепкие, трещиноватые, хорошо раскристаллизованные. Сложены моноклинным пироксеном, плагиоклазом, со значительным содержанием магнетита и палагонита. Моноклинный пироксен представлен зернами ($0,02—0,06$ мм) и их агрегатами ($cNg = 41^\circ$, $Ng - Ng = 0,027$), плагиоклаз — микролитами и порфирическими выделениями лабрадора. Палагонит бурозеленый, темно-коричневый, изотропный и слабо раскристаллизованный. В мезостазисе небольшое количество вулканического стекла.

362—364 м. Базальтовые порфириды темно-серые с зеленоватым оттенком, альбитизированные и хлоритизированные, миндалекаменные. Основная масса сложена лейстами

альбитизированного плагиоклаза, реликтами зерен пироксена, магнетитом, погруженными в стекловато-хлоритовый базис. Миндалины, имеющие различную величину (0,1—3 мм) и форму (округлые, овальные, неправильные), выполнены хлоритом (мелкоагрегатным и пластинчатым), реже палагонитом.

Для верхней подпачки нижней пачки характерно частое чередование сравнительно свежих хорошо раскристаллизованных базальтов с измененными, более мелкозернистыми, часто миндалекаменными породами основного состава. Это свидетельствует о том, что здесь имеет место несколько покровов эффузивных пород. З. Г. Ушакова (1962) считает, что в этой части разреза можно выделить: 1) первый (нижний) покров (глубина 358,5—364 м, мощность 5,5 м); 2) второй покров (глубина 356,5—358,5 м, мощность 2 м); 3) третий покров (глубина 354—356,5 м, мощность 2,5 м); 4) несколько покровов (в интервале 336—354 м, мощность 18 м).

Нижняя подпачка имеет следующее строение:

364—372 м. В нижней части — миндалекаменные альбитизированные и хлоритизированные эффузивные породы основного состава (нередко порфировой структуры). Величина миндалин доходит до 8 мм. Они выполнены в основном хлоритом. Выше — лавобрекчия миндалекаменных базальтов с атакситовой структурой основной массы. В приповерхностной зоне лавобрекчия крупнообломочная и состоит из обломков измененного базальта, сцементированных кирпично-бурым стеклом или базальтовой лавой.

372—376 м. Измененные (альбитизированные и хлоритизированные) миндалекаменные породы основного состава (базальты, базальтовые порфириты). В многочисленных мелких миндаликах хлорит, реже — другие минералы.

376—382 м. Измененные (альбитизированные и хлоритизированные) породы основного состава. В них преобладают лейсты альбитизированного плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены хлоритом, эпидотом, реликтами зерен пироксена, цеолитами и др. Часто (7—10%) встречаются мелкие зерна магнетита.

382—384 м. Базальты темно-серые, хорошо раскристаллизованные, интерсертальной структуры. В их состав входят: лабрадор (№ 55—65), моноклинный пироксен, палагонит, стекло, магнетит.

Таким образом, нижняя подпачка представляет верхнюю часть мощного покрова, имеющего зональное строение. Здесь наблюдается смена пород в следующем порядке (сверху вниз): лавобрекчия → миндалекаменные породы → измененные базальтовые порфириты → измененные базальты → свежие базальты.

Разрезы юго-западной части Белорусского массива

В юго-западной части Белорусского массива, которая непосредственно примыкает к Брестской впадине, в нескольких пунктах на территории Белоруссии (Свислочь, Ивацевичи) и Польши (район, расположенный юго-восточнее Белостока и до государственной границы) вскрыта вулканогенная толща, имеющая небольшую мощность (несколько десятков метров)

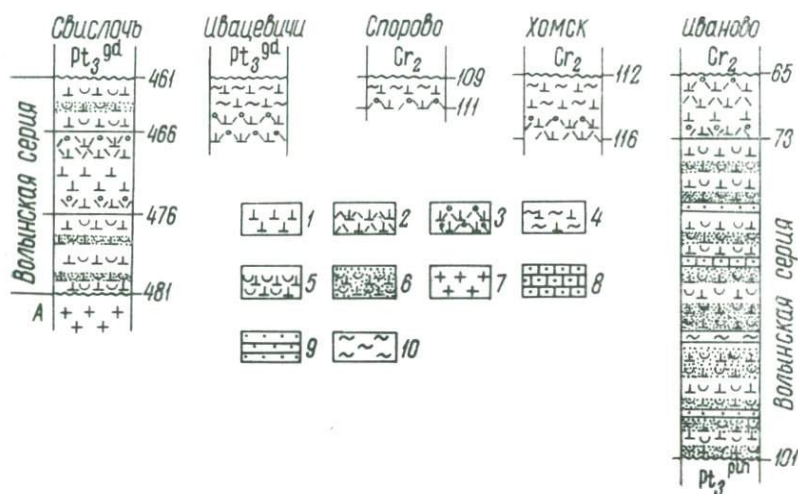


Рис. 11. Разрезы вулканогенной толщи юго-западной части Белорусского массива и Полесской седловины:

1—эффузивные породы основного состава (базальты и др.) сравнительно свежие; 2—эффузивные породы основного состава измененные (измененные базальты, базальтовые порфиры); 3—эффузивные породы основного состава сильно измененные (спилитоподобные, миндалекаменные, лавобрекчии); 4—кора выветривания, развитая на основных эффузивных породах; 5—туфы вулканические основного состава; 6—туффиты (пирокластический материал основного состава); 7—породы фундамента; 8—песчаники полевошпато-кварцевые; 9—алевролиты; 10—глины

и сложенная вулканическими туфами с маломощными пачками эффузивных пород основного состава (рис. 11).

В скважине 24, пробуренной в районе г. п. Свислочь, вулканогенная толща имеет незначительную мощность — 20 м (глубина 461,0—481,0 м). Она залегает на породах кристаллического фундамента и покрывается отложениями гдовской свиты. Кристаллический фундамент сложен метадиоритами. Их абсолютный возраст (по роговой обманке) равен 1696 млн. лет. Гдовская свита сложена красноватыми песчано-гравийными аркозовыми породами с прослоями алевролитов, в нижней части — с обломками (переложенными) эффузивных пород.

В составе вулканогенной толщи выделены три пачки: верхняя — вулканических туфов (глубина 461—466 м, мощность 5 м), средняя — эффузивных пород (глубина 466—476 м, мощность 10 м), нижняя — вулканических туфов (глубина 476—481 м, мощность 5 м).

Верхняя пачка вулканических туфов сложена вулканическими туфами красноцветными, псаммитовыми, лито-витрокластическими, существенно измененными.

Пачка эффузивных пород имеет следующее строение:

466,0—468,5 м. В верхней части сильно измененные эффузивные породы основного состава темно-серые с зеленоватыми и красноцветными оттенками, афанитовой структуры, с прожилками карбонатов. Сложена тонкими игольчатыми лейстами альбитизированного плагиоклаза, погруженными в зеленовато-серую стекловато-хлоритовую массу («базального» типа), в которой содержатся гидроокислы железа, отмечены выделения светло-коричневого биотитоподобного минерала. На глубине 446,5 м и ниже — базальты темно-серые с зеленоватым оттенком, крепкие, трещиноватые, измененные, с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза и мелкими миндалинами, выполненными хлоритом.

468,5—472,1 м. Базальт темно-серый, крепкий, трещиноватый, интерсертальной и долеритовой структуры. Сложен лейстами плагиоклаза (лабрадор № 64—69, в верхней части альбитизированный), промежутки между которыми в свежих разностях выполнены моноклинным пироксеном (авгит с углами $cNg = 47^\circ$), в измененных — реликтами зерен пироксена и хлоритом. Много зерен рудных минералов (магнетит, титаномагнетит). Мезостазис представлен бурым стеклом. Отмечен хлорит, плеохроирующий от густо-зеленого по Ng до светло-зеленого по Nm ; $Nm = 1,587 + 0,02$ (пеннин или корундофиллит).

472,1—474,4 м. Базальт темно-серый, свежий, хорошо раскристаллизованный. Сложен лейстами основного плагиоклаза, зернами моноклинного пироксена и магнетита. Стекло содержится в небольшом количестве. Оно обычно раскристаллизовано и хлоритизировано. Есть миндалины, выполненные хлоритом и палагонитом (бурым, изотропным). По палагониту нередко развивается хлорит.

474,4—475,4 м. Базальт темно-серый с мелкими (до 2—3 мм) миндалинами. Основная масса сложена плагиоклазом, пироксеном и магнетитом. В миндалинах хлорит бледно-зеленый, радиально-лучистый. В образце базальта с глубины 475 м (аналитик Л. В. Сычевская) определены (в %): SiO_2 — 46,91, TiO_2 — 0,30, Al_2O_3 — 16,07, Fe_2O_3 — 7,83, FeO — 6,46, MnO — 0,35, MgO — 8,13, CaO — 5,49, K_2O — 0,54, Na_2O —

3,28, P_2O_5 — 0,15. SO_3 нет, CO_2 — 0,23, H_2O — 3,83, п.п.п.— 4,07, сумма — 99,6.

475,4—476,0 м. Базальт миндалекаменный зеленовато-серый. Величина миндалин доходит до 1,0—1,5 см. Они обычно округлые, выполнены хлоритом, отмечены кальцит, серпентиноподобный минерал, а также минерал из группы монтмориллонита. В миндалинах присутствуют две разновидности хлорита: 1) корундофиллит — почти бесцветный, серой интерференционной окраски; $N_g=1,586\pm 0,02$, $N_p=1,573\pm 0,02$, $N_g-N_p=0,013\pm 0,002$; 2) амезит — более темноокрашенный, синезеленый; $N_g=1,613\pm 0,02$, $N_p=1,594\pm 0,001$, $N_g-N_p=0,018$.

Приведенные данные показывают, что пачка эффузивных пород, вскрытая в районе г. п. Свислочь на глубине 466—476 м, представляет собой один покров зонального строения. Его наиболее свежая часть находится на глубине 472—474 м. Выше и ниже породы претерпели существенные изменения. В самой нижней части покрова залегает миндалекаменный базальт, в самой верхней — сильно измененная спилитоподобная порода основного состава. Петрографическая характеристика пород из интервала 466—476 м дана по А. М. Папу (Пап, Ковальчук, 1965) с некоторыми изменениями и дополнениями (эти породы мы называем не диабазами, а базальтами, нами выделен в породах палагонит и др.).

Нижняя пачка вулканических туфов сложена красно-бурыми и коричневыми туфами и туфобрекчиями, сложенными обломками эффузивных пород и вулканического стекла основного состава, с примесью обломков гранита и метадiorита.

В Ивацевичах эффузивная толща залегает на глубине 161 м под отложениями гдовской свиты. Она вскрыта здесь только в верхней части (глубина 161—162 м), где представлена сильно измененными эффузивными породами основного состава. Эти породы сложены лейстами альбитизированного плагиоклаза, дендритовидными зернами непрозрачного рудного минерала (0,06—0,20 м) и стекловато-хлоритовым мезостагисом.

На территории Польши (Juskowiak, Ryka, 1967) вулканогенная толща вскрыта и полностью пройдена скважинами в Татаровцах и Крушнянах (скважины 1, 2, 3, 4). Расположение этих скважин показано на рис. 8, разрезы — на рис. 12, глубины, условия залегания, мощности и минеральный состав пород приведены в табл. 9, 10, 11.

Вулканогенная толща в районе Крушнян залегает на кристаллическом фундаменте, перекрывается гдовской свитой и более молодыми отложениями, имеет сравнительно небольшую мощность (6—60 м) и сложена основными эффузивными породами и вулканическими туфами. В одних разрезах (Круш-

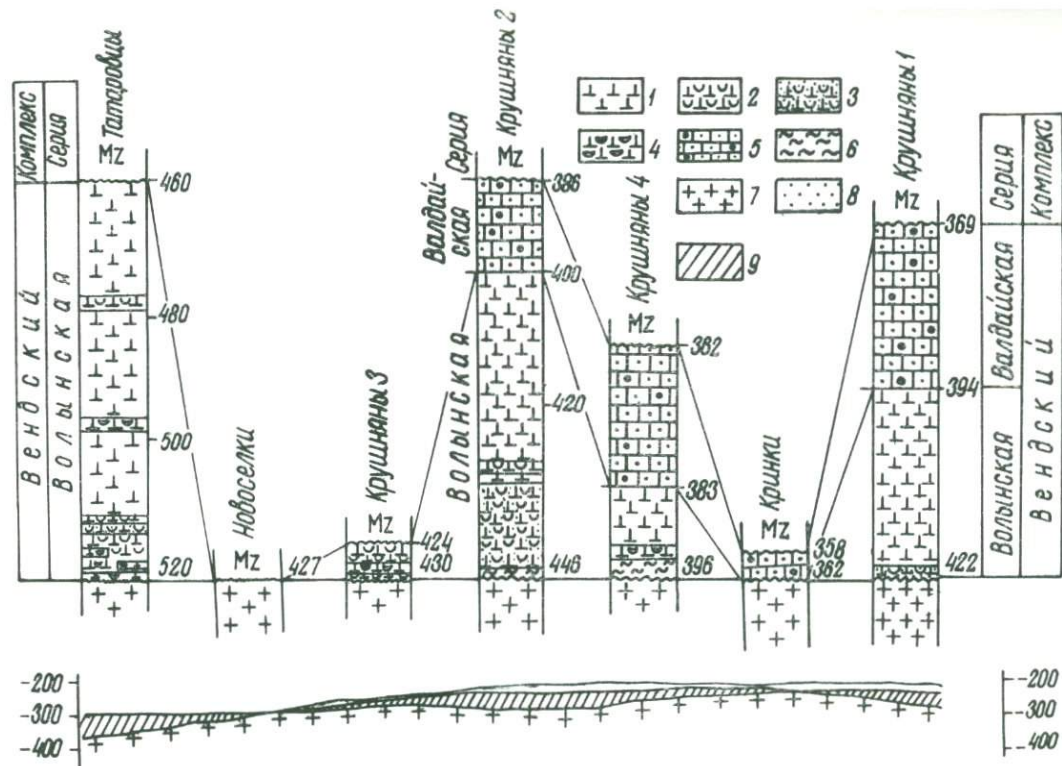


Рис. 12. Разрезы верхнего докембрия (вендского комплекса) северо-восточной части Польши (разрезы составлены по данным Juszkowiak, Ryka, 1967):

1—базальты сравнительно свежие и в различной степени измененные; 2—туфы вулканические основного состава различной структуры; 3—туфиты; 4—туфобрекчии и агломераты; 5—песчаники; 6—глинистые породы; 7—кристаллический фундамент; 8—отложения гдовской свиты валдайской серии; 9—отложения вулканогенной свиты волынской серии

**Количество и мощность покровов базальтов
в собственно вулканогенной серии восточной Польши**

Пункты	Кол-во покровов, м	Мощности покровов, м		Общая мощность базальтов	
		минимальная	максимальная	м	%
Татаровцы	4(3)	0,5	17,0	46,1	76,2
Крушняны, 2	2	1,0	26,5	27,5	61,1
Крушняны, 4	1	8,9	8,9	8,9	90,8
Крушняны, 1	1	28,1	28,1	28,1	99,6
Мельник	9(8)	0,4	16,7	65,0	58,7

Таблица 10

**Минеральный состав базальтов скважин Татаровцы (1, 2, 3),
Крушняны, 1 (4)**

Минералы	1 (506,8 м)	2 (482,7 м)	3 (472,4 м)	4 (413,5 м)
Плагиоклаз	35,3	29,0	40,9	25,6
Пироксен	22,4	20,2	30,2	19,7
Хлорит	4,1	9,4	3,5	10,7
Стекло зеленое	—	—	—	27,8
Анальцим	—	—	—	—
Стекло коричневое с окислами железа	38,2	36,6	13,7	9,2
Оксиды железа	—	4,0	3,5	7,0

няны, 2,4) в основании толщи залегает маломощная (1—3 м) пачка туфов, туффитов и разнозернистых песчаных пород, в других (Татаровцы, Крушняны, 1,3) собственно вулканогенная толща подстилается кристаллическим фундаментом.

В разрезах Крушнян и Татаровцев установлено 1—4 базальтовых покрова мощностью от 0,4—0,5 до 26—28 м. Эффузивные породы в них составляют 59—91% от разреза вулканогенной толщи (табл. 9). Минеральный состав эффузивных пород и туфов Крушнян и Татаровцев весьма близок к минеральному составу аналогичных пород Мельника и Белоруссии.

Разрезы Полесской седловины

На территории Полесской седловины известно несколько разрезов, вскрывших вулканогенную толщу (Иваново, Хомск, Спорово и др.), которая имеет здесь сравнительно небольшую мощность (несколько десятков метров) и сложена туфами и туффитами с маломощными пластами эффузивных пород основного состава (рис. 11).

Вулканогенная толща в районе Иваново Иванов-

Глубина залегания и мощность отложений
верхнего докембрия в скважинах восточной части Польши

Пункты	Верхний докембрий в целом		Серия постэруптивная (гдовская свита валдай- ской серии)		Серия собственно вулка- ническая (волинская серия)		Серия предэруптивная (базальный горизонт волинской серии)	
	глубина залегания, м	мощ- ность, м	глубина зала- гания, м	мощ- ность, м	глубина зала- гания, м	мощ- ность, м	глубина зала- гания, м	мощ- ность, м
Татаровцы	459,5— 520,0 (—293,5— 354,0)	60,5	—	—	459,5— 520,0	60,5	—	—
Новоселки	отсутствует	—	—	—	—	—	—	—
Крушняны, 3	424,0— 430,0 (—249,0— 255,0)	6,0	—	—	424,0— 430,0	6,0	—	—
Крушняны, 2	386,0— 446,3 (—229,0— 282,3)	60,3	386,0— 400,0	14,0	400,0— 445,0	45,0	445,0— 446,3	1,3
Крушняны, 4	362,0— 396,0 (—212,0— 246,0)	34,0	362,0— 383,0	21	383,0— 392,8	9,8	392,8— 396,0	3,2
Кринки	358,4— 362,0 (—226,4— 230,0)	3,6	358,4— 362,0	3,6	—	—	—	—
Крушняны, 1	369,0— 422,0 (—221,0— 274,0)	53,0	369,0— 394,0	25	394,0— 422,0	28	—	—
Мельник	1582,3—1728,0 (—1437,0—1583,0)	145,7	1582,3—1611,2	28,9	1611,2—1722,0	110,8	1722,0—1728,0	6,0

ского района Брестской области вскрыта на глубине 65,0—101,0 м (мощность 36 м). Она залегает на отложениях пинской свиты и покрывается верхним мелом. В ее составе выделено две пачки: верхняя — эффузивная (глубина 65,0—73,0 м, мощность 8 м) и нижняя — туфо-туффитовая (глубина 73,0—101,0 м, мощность 28 м).

Пачка эффузивных пород сложена базальтами темно-серыми, с зеленоватыми оттенками, в верхней части существенно измененными. Пачка представлена одним покровом, имеющим зональное строение. В средней части это сравнительно свежие базальты, сложенные основным плагиоклазом, моноклинным пироксеном и магнетитом с небольшим содержанием стекловатого базиса. В нижней и верхней частях породы существенно измененные, альбитизированные и хлоритизированные, часто миндалекаменные. В кровле характерно развитие кальцита и пирита.

Пачка вулканических туфов и туффитов сложена туфами с прослоями туффитов. Их структура мелко- и среднесаммитовая, алевритовая и пелитовая. Окраска темно-серая с лиловыми оттенками — для пород псаммитовой структуры, коричневая — для алевритовых и глинистых пород. Туфы лито-витрокластические. Их обломочная часть сложена сильно измененными обломками эффузивных пород и вулканического стекла основного состава. В цементе в основном хлорит, есть цеолиты. В туффитах содержатся примесь нормально-осадочного материала (кварц, калишпаты).

Вулканогенная толща в районе д. Хомск Дрогичинского района Брестской области залегает на глубине 112 м под меловыми отложениями. Она вскрыта на глубину всего лишь 4,00 м (112—116 м) и представлена эффузивными породами основного состава. Эта часть разреза имеет следующее строение:

112—112,5 м (обр. 4, 5) Эффузивные породы основного состава зеленовато-серые и зеленые, рыхлые, иногда крепкие, сильно выветрелые. Это по сути дела сильно пиритизированная и карбонатизированная кора выветривания, развитая на основных эффузивных породах. Ее основная масса сложена глинисто-хлоритовым веществом, в котором в небольшом количестве сохранились лейсты альбитизированного плагиоклаза. Очень много зерен магнетита (0,04—0,08 мм), лейкоксена (0,02 мм и менее) и вторичных выделений сульфидов (пирита и др.), образующих крупные скопления и прожилки по трещинам (10% от площади породы). По трещинам есть кальцит. Много миндалин, выполненных измененным зеленовато-бурым пластинчатым хлоритом. В трещинах также много хлорита.

112,5—113,0 м (обр. 6). Сильно измененные (окисленные

и хлоритизированные) эффузивные породы основного состава (базальты) серые, зеленовато-серые и красноцветные, трещиноватые. В них встречаются почти полностью разложившиеся лейсты альбитизированного плагиоклаза. Очень много (10%) окисленных зерен величиной 0,04—0,10 мм непрозрачных рудных минералов (магнетита и титаномагнетита), выделенных гидроокислов железа, а также мельчайших (0,02 мм и менее) зерен лейкоксена (5—8%), погруженных в хлоритовую массу. По трещинам — хлорит, кальцит, гидроокислы железа.

113,0—113,8 м (обр. 7, 8, 9). Базальты темно-серые, пятнами зеленые, крепкие, измененные, альбитизированные и хлоритизированные. Сложены лейстами альбитизированного плагиоклаза, содержат реликты полуразложившегося пироксена, крупные (0,04—0,12 мм) зерна непрозрачных рудных минералов — магнетита и титаномагнетита (5—6%). Очень много (свыше 5%) мельчайших (0,02 мм и менее) зерен лейкоксена. Все указанные минералы погружены в стекловато-хлоритовую массу, составляющую 15—20% от площади шлифа. Есть миндалины, выполненные зеленовато-голубым крупнопластинчатым хлоритом. Вокруг хлоритизированных зерен пироксена хорошо выделяется бурая (железистая) кайма.

113,8—114,6 м (обр. 10). Strongly измененные (выветрелые) эффузивные породы основного состава зеленые и зеленовато-серые, рыхлые. Сложены в основном стекловато-хлоритовой массой с небольшим содержанием лейст альбитизированного плагиоклаза и рудного минерала. Много пирита и карбонатов.

114,6—116,0 м (обр. 10^а и 11). Базальты темно-серые, пятнами красноцветные, трещиноватые, с многочисленными прожилками кальцита, измененные, не полностью раскристаллизованные. Сложены лейстами альбитизированного плагиоклаза, мелкими реликтовыми полуразложившимися зернами пироксена, погруженными в зеленовато-серый и зеленый стекловато-хлоритовый мезостазис, который содержится в значительном количестве. Рудные минералы представлены: магнетитом и титаномагнетитом — 3—5% (дендритовидные зерна в ζ .08—0,14 мм); лейкоксеном — многочисленные мельчайшие (0,02 мм и менее) зерна. В породе много карбонатов.

В районе д. Спорово Березовского района Брестской области вулканогенная толща вскрыта на глубине 109 м под меловыми отложениями, пройдена на глубину только 2 м (109—111 м) и представлена сильно выветрелыми эффузивными породами основного состава — в основном такими, как в Хомске. Для них в отличие от эффузивов Хомска характерны: широкое развитие миндалекаменных пород (в миндалинах хлорит, кварц, халцедон, анальцим), присутствие типичных гналобазальтов, сильное окварцевание. В самой верхней части разреза встречаются пирит и кальцит.

Некоторые данные о вулканогенных породах УССР

Вулканогенные породы широко развиты на западном склоне Украинского щита (западные области УССР) и в смежных районах Польши. Результаты их исследования приведены во многих работах (Малковский, 1951; Крашенинникова, 1956; Шульга, 1951; Брунс, 1957; Ушакова, 1962 и др.).

Эффузивные породы на Волыни развиты на большой площади, которая протягивается с севера и северо-запада от границ Белоруссии и Польши до г. Ровно на юге. Южнее Ровно следует широкая полоса развития вулканических туфов, туффитов и туфогенных пород, которая продолжается южнее Тернополя и Хмельницкого.

Вулканогенная толща на территории Волыни залегает на породах горбашевской свиты, покрывается валдайской серией, имеет мощность свыше 300 м. В нижней части выделяется мощная (до 150—175 м) подтолща вулканических туфов и туффитов, выше — подтолща (100—150 м) эффузивных пород основного состава (базальты, долериты, базальтовые порфириды, миндалекаменные порфириды и др.) и сопровождающие их туфы. Количество покровов эффузивных пород и их мощность неодинаковы для различных районов. Вулканогенные породы на Волыни залегают на различных глубинах, а нередко (Берестовец, Янова Долина и др.) обнажаются, образуя столбчатые отдельности базальтов. Столбы в них достигают высоты 8—10 м и до 0,5 м в поперечнике.

Одним из типичных разрезов вулканогенной толщи восточной Волыни является скважина 54 (Чарторийск), западной Волыни — скважина 2944 (Бережцы). Макроскопическое описание керна и петрографическое изучение образцов скважины 54 выполнено А. С. Махначом. При характеристике этого разреза учтены материалы З. Г. Ушаковой (1962). Краткий разрез скважины 2944 приведен по данным З. Г. Ушаковой (1962).

Разрез вулканогенной толщи скважины 54 (Чарторийск, УССР). Разрез типичен для территории Волыни. Он вскрыт на глубине 90—281 м (пройденная мощность 191 м). Здесь установлено четыре пачки эффузивных пород и четыре пачки их туфов. Первая (верхняя) пачка эффузивных пород залегает на глубине 90—139 м (мощность 49 м), первая пачка туфов — 139—142 м (мощность 3 м), вторая пачка эффузивных пород — 142—184,5 м (мощность 42,5 м), вторая пачка туфов — 184,5—185,7 м (мощность 1,2 м), третья пачка эффузивных пород — 185,7—219 м (мощность 33,3 м), третья пачка туфов — 219—223,0 м (мощность 4,0 м), четвертая пачка эффузивных пород — 223,0—249,7 м (мощность 26,7 м),

четвертая пачка туфов — 249,7—281 м (пройденная мощность 31,3 м) (рис. 13).

Мощность пачек эффузивных пород значительная и колеблется от 28,7 до 50 м, мощность пачек туфов, наоборот, небольшая — 1,2—2 м и только нижняя пачка туфов превышает 20 м. Туфы составляют во вскрытой части вулканогенной толщи 14%, эффузивные породы — 86%.

Первая (верхняя) пачка эффузивных пород имеет следующее строение:

90,0—95,5 м (обр. 14,15). Сильно измененные эффузивные породы основного состава темно-серые с фиолетовым и зеленоватым оттенком, альбитизированные, хлоритизированные, обычно миндалекаменные. Основная масса породы сложена альбитизированным плагиоклазом, содержит много (~15%) очень мелких (0,02—0,04 мм) зерен рудных минералов (титаномагнетита, магнетита). Пироксены отсутствуют. Мезостазис представлен полуразложившейся хлоритизированной массой. Отмечены участки вулканического стекла с

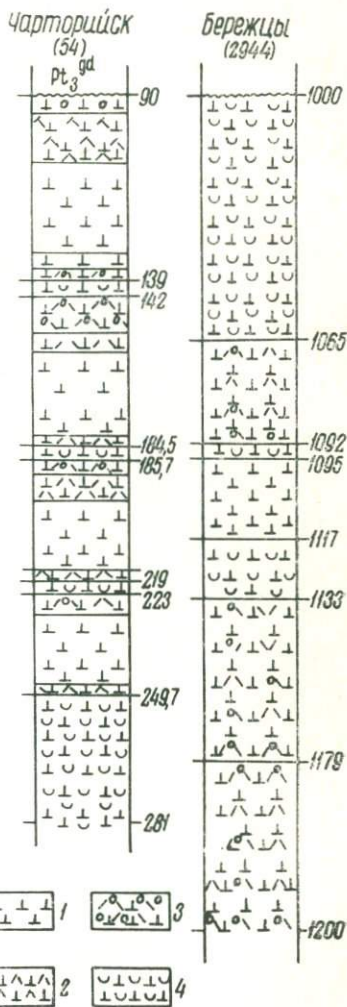


Рис. 13. Разрезы вулканогенной толщи Чарторійська (скважина 54) и Бережцов (скважина 2944) Украинской ССР (Чарторійськ — по материалам авторов, Бережцы — по З. Г. Ушаковой, 1962):

1—эффузивные породы основного состава (базальты, долериты) сравнительно свежие; 2—эффузивные породы основного состава измененные (измененные базальты, базальтовые порфириты); 3—эффузивные породы основного состава сильно измененные (спилитоподобные, миндалекаменные, лавобрекчии); 4—туфы вулканические основного состава различной структуры

спацитовой каймой. Порода мелкозернистая. Некоторые образцы миндалекаменные. Миндалины и пустоты выполнены хлоритом и анальцимом—серым, с высоким рельефом, изо-

тропным, иногда буроватым. Анальцитом часто встречается и в основной массе, образуя нередко многочисленные неправильные выделения белого, серого и сиреневатого цвета, пронизывающая часто всю породу. Их величина доходит до 0,5—3 см. Это типичные анальцитовые базальты, в которых содержание анальцита доходит до 40—60%. В породе много кальцита, который замещает вещество основной массы и миндалины.

95,5—102,4 м (обр. 16, 17). Базальты темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком, трещиноватые, магнетит-пироксено-плагиоклазовые, миндалекаменные, интерсертальной структуры. Сложены лейстами основного плагиоклаза, часто встречаются магнетит и титаномагнетит, в значительном количестве содержится моноклинный пироксен, который в различной степени изменен. Базис представлен стекловатой массой. Отмечены псевдоморфозы боулингита по оливину. Много миндалин, выполненных анальцитом (по нему иногда в центральной части развивается хлорит), мелкоагрегатным хлоритом буроватым изотропным и кристаллическим бесцветным анальцитом. В миндалинах и трещинах встречается кальцит.

102,4—107,90 м (обр. 19). Базальты и базальтовые порфиры, темно-серые, иногда с зеленоватым и фиолетовым оттенками, существенно измененные. Много миндалин. Лейсты плагиоклаза обычно тонкие и длинные, реже более крупные (в 3—4 раза крупнее мелких). Есть порфиновые выделения плагиоклаза. Крупные лейсты плагиоклаза в различной степени замещены зеленым эпидотом (с выделениями карбонатов). В некоторых образцах отсутствуют пироксены и магнетит. Мезостазис буро-черный. Миндалины выполнены зеленовато-синим хлоритом, отмечены карбонаты.

107,9—131,8 м (обр. 20, 21, 22, 23). Базальты темно-серые, трещиноватые, свежие, крупнозернистые, пироксено-плагиоклазовые. Они сложены крупными лейстами основного плагиоклаза и крупными зернами моноклинного пироксена, содержащимися примерно в одинаковом количестве. Зерна магнетита и титаномагнетита крупные, содержатся в незначительном количестве (2—3%). Нет миндалин и порфириновых выделений. Редко встречается бурое изотропное стекло, отмечены анальцит, красно-бурое палагонитообразное вещество (частично раскристаллизованное, со слабо выраженной касмкой по краям), зеленовато-бурый изотропный палагонит с двупреломляющей зональной каймой. Пироксен свежий, бесцветный. Лишь по отдельным зернам развит зеленовато-желтый вторичный минерал.

131,8—138,2 м (обр. 24, 25). Базальты и базальтовые порфиры темно-серые. В нижней части иногда зеленовато-серые, красноватые, трещиноватые, измененные, с мелкими миндалинами (с глубины 136 м). Сложены лейстами альбитизиро-

ванного плагиоклаза (30%), полуразложенного моноклинного пироксена (40%) и титаномагнетита (20%). Зерна пироксена и титаномагнетита мелкие (0,04 мм и менее). Мезостазис представлен буровато-зеленоватой полуразложенной массой. Встречаются отдельные порфиновые выделения плагиоклаза, которые почти нацело замещены хлоритом, цеолитами, эпидотом. В мелких миндалинах преобладает ярко-зеленый крупнопластинчатый хлорит, в средних — серый со слабым зеленоватым оттенком мелкоагрегатный хлорит в центре и ярко-зеленый крупнопластинчатый хлорит в остальной части, в крупных миндалинах преобладают хлорит, халцедон, кварц, встречается мелкоточечный рудный минерал. По трещинам развивается халцедон и кварц (прожилки толщиной до 4 мм) и хлорит.

138,2—139,0 м (обр. 26). В основном такие же базальты и базальтовые порфириты, как и в предыдущем интервале, только несколько более измененные зеленовато-серые и красноцветные, миндалекаменные, с гздами халцедона, однако даже в самой нижней части они сравнительно хорошо сохранились и содержат очень много моноклинного пироксена. По трещинам и в пустотах часто встречаются крупные выделения титанистых минералов (ярко-оранжевых с высоким рельефом, сохраняющих при скрещенных николях собственную окраску). В нижней части отмечен прослой туфолавы. Состав вещества миндалин такой, как в предыдущем интервале.

Таким образом, верхняя пачка эффузивных пород представляет собой мощный покров зонального строения. Его наиболее свежая часть выделена на глубине 107,9—131,8 м и сложена базальтами темно-серыми, свежими, полностью раскристаллизованными, пироксено-плагиоклазовыми, с небольшим содержанием магнетита и титаномагнетита, без миндалин и порфировых вкрапленников, с анальцимом и палагонитом. Выше (95,5—107,9 м) находится зона измененных базальтов и базальтовых порфиритов темно-серых, иногда с зеленоватым оттенком, магнетит-пироксено-плагиоклазовых, иногда миндалекаменных (миндалины выполнены анальцимом, хлоритом и кальцитом). Самая верхняя часть покрова (90,0—95,5 м) представлена сильно измененными эффузивными породами основного состава с большим содержанием анальцима как в основной массе породы, так и в миндалинах. Это типичные анальцимовые базальты. Их окраска темно-серая с зеленоватым и лиловым оттенками. Породы альбитизированы и хлоритизированы, миндалекаменные. В миндалинах хлорит, анальцим, кальцит. Пироксены в породе отсутствуют.

Ниже наиболее свежей части выделена зона (глубина 131,8—139,0 м) измененных (но более свежих, чем в верхней

части покрова) пород, представленных базальтами и базальтовыми порфиритами темно-серыми, иногда зеленовато-серыми и красноцветными, в нижней части с миндалинами.

Первая (верхняя) пачка вулканических туфов основного состава сложена:

139,0—141,0 м (обр. 27, 28). Вулканические туфы и туффиты красно-бурые, псаммитовые, реже алевритовые и псефитовые, рыхлые, витро-литокластические. Величина обломков доходит до 2—3 см. В алевритовых разностях отмечена тонкая горизонтальная слоистость. Примесь нормально-осадочного материала доходит до 25—40% и представлена кварцем и калишпатами (решетчатый микроклин, несдвойникованные калишпаты), содержащимися примерно в одинаковом количестве. Нередко встречаются плагиоклазы. Зерна остроугольные, по трещинам содержат очень много выделений гидроокислов железа. Полевые шпаты сравнительно свежие. В туфах и туффитах преобладают обломки эффузивных пород: среднего состава — оранжевые, стекловатые и слабо раскристаллизованные; сильно измененных альбитизированных пород основного состава (базальтов); непрозрачной стекловатой массы гналобазальтов, иногда с миндалинами. Изредка встречаются обломки серого изотропного вулканического стекла, отмечены обломки кристаллов и пироксенов, роговой обманки. В цементе туфов тонкий пирокластический материал, нераскристаллизованный. В туфах нет хлоритовых каемок, сапонита. Обломки эффузивных пород и стекла округлые.

141,0—142,0 м (обр. 29). Вулканические туфы пестроцветные, реже алевритовые и псефитовые, от рыхлых до хорошо сцементированных, с гнездами халцедона и кварца. Состав туфов в основном такой, как и в интервале 139—141 м.

Таким образом, верхняя пачка вулканических туфов представлена пестроцветными туфами и туффитами псаммитовой, реже псефитовой и алевритовой структуры, витро-литокластическими. Они сложены обломками основных и средних эффузивных пород, вулканического стекла, изредка пироксенов и амфиболов, кварца и полевых шпатов, сцементированных пирокластическим материалом.

Вторая пачка основных эффузивных пород имеет следующее строение:

142,0—153,0 м (обр. 30, 31). Лавобрекчия и миндалекаменный базальт, в верхней части с прослоями туфолавы. Лавобрекчия состоит из обломков различной величины (до 10 см) и формы. Среди них сильно измененные базальты, миндалекаменные базальты и гналобазальты. Миндалины выполнены хлоритом и анальцимом. Цементирующая обломки масса представлена изотропным и слабо раскристаллизованным вулканическим веществом. В миндалекаменных базальтах,

несколько ожелезненных, содержится большое количество мелких миндалин, выполненных анальцимом, по которому развивается мелкоагрегатный, а в центре миндалин иногда и крупнопластинчатый хлорит.

153,0—158,0 м (обр. 32). Базальты и базальтовые порфиры темно-серые с зеленоватым оттенком и зеленовато-серые, пятнами красноцветные, крепкие, измененные. Их основная масса сложена лейстами плагиоклаза (альбитизированного и хлоритизированного, но хорошо сохранившегося—30—40%) и изометричными зернами-агрегатами моноклинного пироксена (45—50%). Непрозрачные рудные минералы встречаются редко. Это дендритовидные образования магнетита и титаномагнетита (1—2%). Мезостазис представлен стекловатой хлоритовой массой. Отмечены редкие миндалины, выполненные хлоритом.

158,0—184,5 м (обр. 33, 34, 35, 36, 37). Базальты темно-серые (почти черные), свежие, трещиноватые, крепкие. Основными минералами являются моноклинные пироксены (45—55%) и основной плагиоклаз (40—45%) с незначительным содержанием магнетита и титаномагнетита. Плагиоклаз представлен свежим лабрадором. Его микролиты имеют величину $0,2—0,3 \times 0,04—0,06$ мм, а редкие порфировые выделения от $0,4 \times 0,2$ до $0,6 \times 0,4$ мм. Моноклинный пироксен представлен свежими изометричными зернами (в $0,06—0,10$ мм), образующими крупные скопления по всему шлифу. Рудный минерал (магнетит, титаномагнетит) составляет 2—3% и образует крупные дендритовидные зерна. Порода почти полностью раскристаллизована. Стекловатый базис содержится в незначительном количестве. В трещинах и гнездах отмечены жилки (до 3—4 мм) и выделения халцедона и кварца, изредка серого и буроватого радиально-волокнистого цеолита (натролита). По трещинам отмечены зеленые налеты медистых соединений. В самой нижней части интервала в породах наблюдаются альбитизация и хлоритизация плагиоклаза, появление в мезостазисе ярко-зеленого хлорита. Пироксена и здесь много, причем он сравнительно свежий.

Приведенные данные показывают, что вторая пачка основных эффузивных пород представляет собой единый покров зонально-асимметричного строения. Его средняя и нижняя части (глубина 158—183 м) сложены базальтами темно-серыми и черными, свежими, пироксено-плагиоклазовыми, с небольшим содержанием рудных минералов. В подошве покрова (183—184,5 м) залегают также базальты, но слабо измененные — альбитизированные и хлоритизированные. Зона сильно измененных базальтовых пород в нижней части данного покрова отсутствует. Выше наиболее свежей части покрова на глубине 153—158 м выделена зона измененных базальтов и

базальтовых порфиритов темно-серых, участками зеленовато-серых и красноцветных с небольшим содержанием миндалин. Самая верхняя часть покрова сложена базальтовой лавобрекчией и миндалекаменными базальтами с прослоями туфолавы, сс значительным содержанием анальцима.

Вторая пачка вулканических туфов основного состава (глубина 184,5—185,7 м, мощность 1,2 м) представлена вулканическими туфами красно-бурыми, псаммитовыми и алевритовыми, витрокластическими. Они сложены обломками красно-бурого и непрозрачного вулканического стекла, иногда светло-оранжевого, раскристаллизованного, двупреломляющего. Обломки от округлых со сглаженными контурами до остроугольных. Встречены единичные обломки измененных эффузивных пород основного состава. Цемент обильный (до 20—25%), представленный бесцветным изотропным анальцимом, по которому развивается цеолит. Некоторые обломки стекла пузыристые.

В нижней части встречен миндалекаменный базальт, содержащий несколько участков-включений красноцветного витрокластического туфа (как и выше) с анальцимо-цеолитовым цементом. Миндалины выполнены анальцимом, по которому развивается цеолит.

Третья пачка эффузивных пород основного состава имеет следующее строение:

185,7—187,2 м (обр. 40). Эффузивная порода основного состава (базальт) зеленовато-серая и красноцветная, часто миндалекаменная, с прослоями лавобрекчии. Основная масса базальтов сложена лейстами сильно измененного (альбитизированного и хлоритизированного) плагиоклаза, полуразложившего пироксена и мелких зерен непрозрачного рудного минерала. Мезостазис содержится в значительном количестве и представлен хлоритизированной стекловатой массой. В породе много миндалин. Большинство из них выполнены: анальцимом — серым с буроватым оттенком, изотропным, с хорошо выраженной спайностью; анальцимом, а по краям красно-бурым и оранжевым радиально-лучистым, почти изотропным цеолитом (птилолитом?); хлоритом — зеленым, крупнопластинчатым и радиально-лучистым; хлоритом в центре, а по краям неопределенным буровато-зеленым двупреломляющим хлорито-цеолитовым веществом.

187,2—188,8 м. Базальт серый с зеленоватым оттенком, с крупными миндалинами, выполненными хлоритом, цеолитами, анальцимом, с прослоями лавобрекчии; породы в основном такие, как в предыдущем интервале.

188,8—190,3 м (обр. 41). Сильно измененные породы основного состава (базальты). В одних образцах хорошо сохранились лейсты плагиоклаза, пироксена, в других — они сильно

разложены. Плагноклазы альбитизированы и хлоритизированы. Часто встречаются непрозрачные рудные минералы. В основной массе много бесформенных выделений халцедона и кварца — порода сильно окремнена. Много миндалин различной величины и формы. Они выполнены: хлоритом — зеленым, разнопластинчатым, радиально-лучистым; хлоритом, халцедоном, кварцем, отмечены цеолиты. В многочисленных трещинах — халцедон, кварц, изредка хлорит.

190,3—196,8 м (обр. 42). Базальт темно-серый, свежий, магнетит-пироксено-плагноклазовый, трещиноватый, с редкими миндалинами. Основная масса сложена хорошо сохранившимися лейстами основного плагноклаза, крупными зернами моноклинного пироксена и магнетита. Плагноклаз составляет 45—50, пироксен — 40—55, магнетит — 5—7%. Есть редкие порфиновые выделения основного плагноклаза. В основной массе часто встречается зеленовато-бурый палагонит, в центре изотропный или слабо раскристаллизованный, по краям с двупреломляющей каймой. В редких миндалинах — хлорит, палагонит, отмечены цеолиты, халцедон и кварц. Величина миндалин доходит до 1,0—1,5 см.

196,8—216,0 м (обр. 43, 44, 45, 46). Базальт темно-серый, сравнительно свежий, трещиноватый, хорошо раскристаллизованный, магнетит-пироксено-плагноклазовый. Плагноклаз (лабрадор) и моноклинный пироксен содержатся примерно в одинаковом количестве. Отмечены крупные (до $0,6 \times 0,6$ мм) кристаллы моноклинного пироксена, пронизанные лейстами плагноклаза. Многие зерна магнетита и титаномagnetита крупные (до $0,4 \times 0,4$ мм), дендритовидные. В породе очень много палагонита бурого и зеленовато-бурого с хорошо выраженной двупреломляющей каймой, часто в центре уже замещенного хлоритом. Мезостазис содержится в незначительном количестве и представлен стекловатым с хлоритом и палагонитом веществом.

216,0—219,0 м (обр. 47). Базальты и базальтовые порфиры темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком — в основном такие, как на предыдущем интервале, несколько измененные, но с хорошо сохранившимися основными плагноклазами и моноклинным пироксеном. Отмечены миндалины, выполненные хлоритом, анальцимом.

Таким образом, третья пачка эффузивных пород представляет собой единый покров асимметрично-зонального строения. Его наиболее свежая часть выделена в интервале 196,8—216,0 м и представлена базальтами темно-серыми, свежими, магнетит-пироксено-плагноклазовыми, с большим содержанием палагонита. Нижние три метра (216—219 м) базальтов и базальтовых порфиритов слабо измененные, содержат редкие миндалины, выполненные анальцимом и хлоритом.

Зона измененных пород в верхней части покрова превышает 10 м и состоит из трех частей: а) 190,3—196,8 м — слабо измененные базальты и базальтовые порфириты, магнетит-пироксено-плаггиоклазовые, с редкими миндалинами (с паллонитом, хлоритом, кварцем, халцедоном); б) 187,2—190,3 м — измененные базальты серые с зеленоватым оттенком, миндалекаменные, с прослоями лавобрекчии, с анальцимом и хлоритом, с выделениями кварца и халцедона; в) 185,7—187,2 м — сильно измененные эффузивные породы основного состава зеленовато-серые и красноцветные, миндалекаменные, с прослоями лавобрекчии, с анальцимом.

Третья пачка вулканических туфов сложена: 219,0—221,0 м (обр. 48). Туфы красно-бурые, алевритовые и псаммитовые, с прослоями туфобрекчии. Туфы витрокластические. Обломочная часть полностью состоит из обломков вулканического стекла — в основном бурых, реже серых и светло-серых (от свежих до хлоритизированных и сапонитизированных). Содержание сапонитовых обломков колеблется от 5 до 20%. Форма обломков различная — от рогульчатых до округлых. Цемент составляет 25—30%, базальный и поровый анальцимовый. Анальцим бесцветный, с высоким рельефом, нередко с хорошо выраженной спайностью, изотропный. Отмечены цеолиты. Встречаются крупные (до 1—1,5 см) выделения халцедона, кварца, анальцима. По трещинам часто встречается изотропный анальцим. Отмечены единичные крупные обломки миндалекаменных базальтов, в многочисленных миндалинах которых находится бесцветный изотропный с хорошо выраженной спайностью анальцим. В одном шлифе во многих миндалинах наряду с бесцветным анальцимом по анальциму развивается хлорит (мелкоагрегатный, почти изотропный и пластинчато-радиальный), нередко полностью замещая его. В чисто анальцимовых миндалинах хорошо выражена тонкая хлоритовая кайма. Величина обломков в туфобрекчиях доходит до 10 см (эффузивные породы, вулканическое стекло, пузыристая лава), обломки скреплены вулканогенным псаммито-алевритовым материалом.

221,0—223,0 м (обр. 49). Туфобрекчия (как на предыдущем интервале). Среди обломков часто встречаются миндалекаменные базальты. Миндалины в них выполнены анальцимом, по которому нередко развивается хлорит.

Таким образом, третья пачка вулканических туфов сложена туфами алевритовыми и псаммитовыми, преимущественно витрокластическими, нередко сапонитовыми, с анальцимовым цементом. Отмечены прослои туфобрекчии.

Четвертая пачка эффузивных пород основного состава сложена:

223,0—224,2 м (обр. 50). Эффузивные породы основного

состава (базальты) темно-серые с зеленоватым оттенком, сильно измененные, миндалекаменные. Основная масса сложена измененными лейстами альбитизированного плагиоклаза и многочисленными полуразложившимися зернами моноклинного пироксена. Часто встречаются мелкие зерна непрозрачных рудных минералов. Мезостазис содержится в значительном количестве и представлен стекловатой сильно хлоритизированной массой и хлоритом. Много крупных миндалин, выполненных анальцимом (бесцветным, изотропным, со спайностью) и лишь частично хлоритами и цеолитами (бесцветными, при +Н серыми), которые развиваются по анальциму.

224,5—230,2 м (обр. 51). Базальты темно-серые с зеленоватым оттенком, слабо измененные. Они сложены микролитами основного плагиоклаза, частично альбитизированного, зернами свежего моноклинного пироксена. В небольшом количестве содержатся зерна непрозрачных рудных минералов. В основной массе много выделений зеленовато-бурого палагонита (с отчетливой или слабо выраженной двупреломляющей каймой, основная масса изотропная или слабо двупреломляющая). В миндалинах содержится зеленовато-голубоватый хлорит. Одна миндалина выполнена ярким сине-зеленым хлоритом (?). Есть единичные порфиновые выделения полевых шпатов.

230,2—233,2 м (обр. 52). Базальт темно-серый, иногда с красноцветными оттенками, свежий, трещиноватый. Сложен микролитами свежего основного плагиоклаза и моноклинного пироксена, часто встречается магнетит. Структура интерсертальная. Многие зерна пироксена частично разложены. Вулканическое стекло встречается редко. Часты выделения зеленовато-бурого палагонит-хлоритового вещества с неотчетливо выраженной каймой. Есть редкие миндалины, выполненные хлоритом и анальцимом, отмечены крупные гнезда халцедона и кварца.

233,2—249,0 м (обр. 53, 54, 55). Базальт темно-серый, свежий, трещиноватый. Сложен микролитами свежего основного плагиоклаза и моноклинного пироксена. Есть крупные дендритовидные выделения рудного минерала. Часть зерен пироксена полуразложена. Часто встречается палагонит-хлоритовое зеленовато-бурое вещество. Отмечены редкие миндалины, выполненные хлоритом и анальцимом. Нередко встречаются гнезда и прожилки халцедона и кварца.

249,0—249,7 м. Базальты темно-серые с зеленоватым и красноцветным оттенками, существенно измененные, часто миндалекаменные. Миндалины выполнены анальцимом и хлоритом.

Приведенные данные показывают, что четвертая пачка эффузивных пород основного состава представляет собой единый

покров зонального строения. Его наиболее свежая часть выделена в интервале 229—249 м и сложена базальтами темно-серыми пироксено-плагноклазовыми с единичными миндалинами (с палагонитом, хлоритом, анальцимом). В подошве покрова залегает 0,7 м (249,0—249,7 м) существенно измененных миндалекаменных базальтов (в миндалинах хлорит и анальцим). Верхняя измененная зона имеет мощность 6 м (глубина 223—229 м) и представлена базальтами темно-серыми с зеленоватыми и красноцветными оттенками, миндалекаменными (в миндалинах анальцим, хлорит, цеолиты).

Четвертая пачка вулканических туфов представлена:

249,7—250,0 м (обр. 36). Туфобрекчия и вулканические туфы. Туфобрекчия сложена в основном обломками миндалекаменного базальта, сцементированными мелкотуфовым материалом и анальцимом. В обломках базальтов очень много миндалин различной величины и формы, выполненных в основном анальцимом (бесцветным, изотропным, с хорошо выраженной спайностью). В ряде случаев анальцим замещен хлоритом. Есть чисто анальцимовые (с каймой хлорита), хлоритовые и хлорит-анальцимовые миндалины. Туф красно-бурый, разномерный, псаммитовый и алевритовый, витрокластический. Основная масса обломков туфов представлена красно-бурым и оранжевым сильно измененным вулканическим стеклом, иногда пузыристым, которые сцементированы анальцимом бесцветным, изотропным, иногда хлоритом. Цемент базального типа. Отмечены обломки сильно измененных эффузивных пород основного состава.

250,0—265,4 м (обр. 57, 58, 59, 60, 61). Туф красно-бурый, псаммитовый, разномерный (в основном мелкозернистый), со слабо выраженной горизонтальной и косой слоистостью. Его обломочная часть сложена мелкими лапилями, шлаковыми корками, обломками вулканического стекла. Последние бурые, непрозрачные, красноцветные, иногда зеленовато-серые (с сапонитом), различной величины и формы (обычно округлые). Цемент анальцимовый, обычно базального типа. Анальцим серый, иногда с буроватым оттенком, изотропный, со спайностью. Отмечены единичные обломки измененных базальтов. В миндалинах обломков — анальцим, есть хлорит, цеолиты. Вокруг обломочных зерен тонкие белесые пленки.

265,4—281,0 м (обр. 62, 63, 64, 65). Вулканические туфы темно-серые с красно-бурыми оттенками, псаммитовые (в основном мелкозернистые), в отдельных прослоях псефитовые, анальцимовые, витрокластические, по составу в основном такие, как и на предыдущем интервале.

Разрез вулканогенной толщи района Бережцов (скважина 2944) Волынской области. Пройденная мощность вулканоген-

ной толщи в этом разрезе составляет 200 м (глубина 1000—1200 м). В ее составе выделены две пачки эффузивных пород и две пачки вулканических туфов, которые залегают на следующих глубинах: первая (верхняя) пачка туфов — мощность 65 м (глубина 1000—1065 м); первая пачка эффузивных пород с тонкими прослоями туфов — 52 м (глубина 1065—1117 м); вторая пачка туфов — 16 м (глубина 1117—1133 м); вторая пачка эффузивных пород — пройденная мощность 67 м (1133—1200 м). Бурение скважины остановлено на глубине 1200 м в эффузивных породах. В пройденной части вулканогенной толщи эффузивные породы составляют 63%, вулканические туфы — 37%.

Петрографическое описание пород, слагающих вулканогенную толщу Бережцов, приведено в работе З. Г. Ушаковой (1962), по материалам которой мы даем характеристику разреза.

Первая пачка вулканических туфов сложена туфами основного состава пестроцветными (красноцветными, лиловыми, зеленовато-серыми), разномерными, преимущественно псаммитовыми, изредка алевритовыми. Туфы различной структуры ритмично чередуются между собой. Обломки туфов представлены базальтами и вулканическим стеклом, нередко замещенным сапонитом и лимонитом. Цемент анальцимовый с примесью карбонатов.

Первая пачка эффузивных пород имеет сложное строение. Она включает ряд интрузивных тел базальтов и долеритов, внедрившихся в толщу туфов, тонкий прослой которых сохранился на глубине 1092—1095 м. В породах содержится много оливина и анальцима, нет лавобрекчий и лавовых корочек.

На глубине 1065—1092 м залегают подпачка оливиновых долеритов и базальтов (от афанитовых, сравнительно хорошо раскристаллизованных, до миндалекаменных). Часто встречаются псевдоморфозы боулингита по оливину. В основной массе и в миндалинах есть анальцит, палагонит, хлорит и цеолиты. З. Г. Ушакова (1962) выделяет здесь пять покровов или пластовых тел.

В туфах, залегающих на глубине 1092—1095 м, в значительном количестве содержатся обломки пироксена и плагиоклаза, которые сцементированы пренитом и цеолитами.

В нижней части пачки на глубине 1095—1117 м выделены две пластовые интрузии. Верхняя из них (1095—1098 м) сложена долеритами темно-серыми, хорошо раскристаллизованными, с крупными псевдоморфозами боулингита по оливину, с анальцитом и псевдоморфозами по нему. Нижняя интрузия (1098—1117 м) сложена анальцимовыми и оливин-анальцимовыми долеритами.

Анальцимовые долериты пепельно-серые, иногда с миндалинами. Содержат много крупных зерен моноклинного пироксена, кристаллов плагиоклаза (альбитизированного, анальцимизированного), анальцима, есть хлорит, цеолиты, отмечен боулингит. В миндалинах — анальцим с хлоритом и цеолитами.

Оливин-анальцимовые долериты черные с зеленоватым оттенком, порфировые, измененные. Они сложены: псевдоморфозами серпентинита и боулингита по оливину и пироксену — 30—35%; моноклинным пироксеном (пижонитом) — 25%; основным сильно измененным плагиоклазом — 20%; рудным минералом — 3—4%. Есть сапонит, кальцит и др.

Вторая пачка вулканических туфов сложена вулканическими туфами красноцветными, зелеными и пестрыми, литокластическими и витрокластическими, в основном лапиллевыми, реже мелкозернисто-псаммитовыми и пепловыми. Обломки в туфах представлены базальтами, вулканическим стеклом (лимонитизированным и сапонитизированным), моноклинным пироксеном, плагиоклазом, анальцимом. В цементе — анальцим, сапонит, цеолиты, иногда карбонаты.

Лапиллы (величиной с горошину) и вулканические бомбы (до 6 см) представлены миндалекаменными витрофировыми базальтами, пузыристыми лимонитизированными шлаковыми образованиями, свежими андезито-базальтами и базальтами.

Вторая пачка эффузивных пород состоит из двух частей — нижней и верхней. В верхней части (глубина 1133—1179 м) выделены пять покровов мощностью от 6 до 15 м, которые сложены следующими минералами: основные плагиоклазы — 35—40%, альбитизированные, иногда цеолитизированные и анальцимизированные; моноклинный пироксен (пижонит) — 35—40%; серпентин-боулингит — 5%, псевдоморфозы по оливину и пироксену с опацитовой каймой; палагонит хлоритизированный — 10—12%; рудные минералы — магнетит и титаномagnetит. Мезостазиs частично ожелезнен. В миндалинах встречаются хлорит, анальцим, цеолиты, отмечены пренит и альбит.

В нижней части пачки (глубина 1179—1200 м) выделено не менее 6 покровов, которые сложены базальтами и базальтовыми порфиритами, часто миндалекаменными.

Базальты красноцветные, пузыристые, стекловатые. Сложены в основном микролитами и порфировыми вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза с незначительным содержанием моноклинного пироксена. В мезостазиs преобладает разложенное вулканическое стекло. В миндалинах содержится хлорит (развитый часто по палагониту), пренит (снежно-белый, радиально-лучистый).

Базальтовые порфириты пепельно-серые. Сложены альбитизированным плагиоклазом (40—45%), моноклинным пироксеном (10—35%), хлоритизированным палагонитом (10—12%), рудным минералом (3—4%), псевдоморфозами серпентин-боулингита (по оливину и пироксену). В мезостазице, составляющем 20—25%, — разложенное вулканическое стекло.

В Приднестровье вендская вулканогенная толща известна в ряде буровых скважин. В одной из них (д. Каменка, скважина 9) вскрытая часть толщи залегает на глубине 128—150 м (пройденная мощность 22 м). В ее составе выделены две части (Ушакова, 1962): верхняя и нижняя.

Для нижней части толщи (глубина 128—138 м) характерно частое чередование туфов и эффузивных пород. Туфы образуют пять пачек мощностью 0,4—1,4 м, эффузивные породы — пять покровов мощностью 0,6—1,2 м. Туфы в этой части разреза составляют 39%, эффузивные породы — 61%.

Покровы эффузивных пород представлены измененными спилитоподобными миндалекаменными породами основного состава (базальтами или спилитами). В их состав входят: альбитизированные плагиоклазы (47—53%), хлорит (38—45%), рудные минералы (4—5%). Очень много (до 25%) миндалин. Их величина доходит до 1—2 см. Они выполнены хлоритом и кальцитом.

Туфы красноцветные, литокластические и кристаллокластические, псефитовые и псаммитовые с величиной обломков до 10 мм. В обломках преобладают спилитоподобные породы, базальты, плагиоклазы. В цементе — хлорит и ожелезненная стекловатая масса. Среди туфов отмечены прослои туфобрекчий и туффитов.

Пройденная мощность нижней части составляет 12 м (глубина 138—150 м). В ее кровле залегает (0,1 м) базальтовая лавобрекчия, ниже 1,8 м — сильно измененные миндалекаменные породы основного состава, еще ниже (глубина 139,9—150,0 м) — базальты темно-серые и черные со слабым зеленоватым оттенком, сложенные основными плагиоклазами (№ 45—70) и моноклинным пироксеном. В мезостазице палагонит, часто хлоритизированный.

ТУФОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ (ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТУФЫ, ТУФФИТЫ, ТУФОГЕННЫЕ ПОРОДЫ)

ВНЕ ОБЛАСТИ

РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Туфогенно-осадочные образования волынской серии распространены на большей части территории Белоруссии (рис. 4). Они отсутствуют лишь в восточной и центральной

частях Припятского прогиба, на наиболее приподнятых участках Полесской седловины, западной части Белорусского массива, а также на Бобовнянском и Микашевичско-Житковичском выступах. Область распространения этих образований не ограничивается пределами Белоруссии. На востоке и северо-востоке они заходят в Смоленскую и Брянскую области, на юге — на территорию Украины, на западе — на территорию Польши. В последнее время появились сведения о наличии туфогенно-осадочных отложений в южной Прибалтике. Мощность туфогенно-осадочных отложений венда вне области развития эффузивных фаций колеблется от первых метров до 200 м. Максимальные мощности установлены в юго-западной и южной Белоруссии (Столин, Ганцевичи и др.), т. е. в районах, прилегающих к области распространения эффузивных пород. По мере удаления от источников вулканогенного материала их мощность уменьшается, причем на север туфогенно-осадочные отложения быстро выклиниваются. Кроме того, наблюдаются значительные колебания мощности этой свиты на отдельных небольших участках. Так, в районе Столина имеются разрезы с мощностями вулканогенно-осадочной свиты от 104 до 197 м, Клецка — Ганцевичей — от 99 до 197 м. Такие большие колебания мощности обусловлены в основном неравномерным последующим размывом свиты в различных тектонических условиях. Это подтверждается структурными особенностями пород. В то время как по мере удаления от центров вулканической деятельности наблюдается закономерное уменьшение размеров пирокластических обломков и увеличение содержания терригенного материала, структура и состав пород на небольших участках, несмотря на большие колебания мощности, практически не изменяются.

В области развития эффузивных пород и в непосредственной близости от нее преобладают грубообломочные (псефитовые, псефито-псаммитовые) туфы и туфобрекчии массивной текстуры, реже — со слабо выраженной грубой слоистостью. По мере удаления на север, северо-восток и восток преобладающими становятся сравнительно хорошо отсортированные мелко- и тонкообломочные слоистые туффиты, туфы и туфогенные породы. В районе Ганцевичей—Клецка преобладают псаммитовые туффиты и туфы, в центральной части Белоруссии — мелкопсаммитовые и алевро-псаммитовые туффиты, в Столине — псаммо-алевритовые и алевритовые туфы. На востоке Белоруссии (Могилев, Витебск) вулканогенно-осадочная свита сложена в основном туфогенными алеврито-глинистыми породами с прослоями тонкообломочных туффитов и туфов.

Своеобразный литологический облик имеют отложения вулканогенно-осадочной свиты в районе Лиды — Ивья —

Новогрудка (центральная часть Белорусского массива). Это в основном разнозернистые неслоистые, глинисто-песчаные полимиктовые породы, в тонкообломочной части которых содержится различное количество сильно разложившегося туфогенного материала и продуктов разрушения вулканогенных пород.

Туфогенно-осадочная толща залегает на горбашевском горизонте или на вильчанской и белорусской сериях, иногда — непосредственно на кристаллическом фундаменте. Ее граница со всеми нижележащими образованиями несогласная. Стратиграфический перерыв между полесской серией и вулканогенно-осадочной свитой очень большой, исчисляющийся во времени десятками, а возможно, сотнями миллионов лет. Полесская серия и вулканогенно-осадочная свита представляют собой две различные формации, каждая из которых имеет свой структурный план и отражает определенный этап в истории формирования осадочного чехла Русской платформы. Перерыв в осадконакоплении между вильчанской серией и туфогенно-осадочной толщей, видимо, незначительный. Однако различный структурный план этих образований, сильная размывость вильчанской серии и наличие в основании туфогенно-осадочной толщи более грубообломочных пород свидетельствуют о несогласном залегании туфогенно-осадочной толщи на тилитоподобных и связанных с ними образованиях вильчанской серии.

В настоящее время нет единого мнения о характере контакта между туфогенно-осадочной и гдовской свитами. Неясна иногда и граница между ними. Сопоставление разрезов верхнедокембрийских отложений юго-западного склона Бобовнянского выступа (Клецк — Ганцевичи) показывает, что верхняя часть туфогенно-осадочной свиты размыва на различную глубину, в то время как нижняя имеет выдержанную мощность, представлена одними и теми же фациями. Следовательно, по крайней мере в данном районе гдовская свита залегает на резко размывтой поверхности туфогенно-осадочной толщи. Южнее (Столин) и восточнее (Минск, Узда) этого района непосредственных признаков несогласного залегания (сильных размывов туфогенно-осадочной толщи, базальных конгломератов в основании гдова) не наблюдается. Здесь устанавливается лишь различие структурного плана этих свит.

Туфогенно-осадочные образования района Столина

Туфогенно-осадочная свита вскрыта многими скважинами, часть из которых прошла ее на полную мощность. Эти скважины пробурены по двум перпендикулярно пересекающимся профилям СЗ и СВ направления (рис. 14). Скважины распо-

ложены на юго-восточном склоне Полесской седловины в зоне ее сочленения с Туровской депрессией и Украинским щитом.

Туфогенно-осадочная свита залегает на отложениях пинской свиты. Перекрывается она, как правило, гдовскими отложениями. Лишь в наиболее приподнятой юго-западной части района (скважина 8) на сильно размытой туфогенно-осадочной свите залегают верхнемеловые отложения.

Характер стратиграфического контакта между туфогенно-осадочной и гдовской свитами не совсем ясен. Однако, судя по повсеместно сохранившейся верхней глинисто-алевритовой пачке и очень незначительным колебаниям ее мощности (от 32 до 34 м), существенного перерыва в осадконакоплении на границе волинского и валдайского времени здесь не было.

Глубина залегания кровли туфогенно-осадочной свиты колеблется от 55,5 до 280,3 м, подошвы — от 159,0 до 452,7 м. Общая мощность в разрезах, перекрытых гдовскими отложениями, изменяется от 147,8 до 197 м. В разрезе, перекрытом верхнемеловыми отложениями (скважина 8), мощность уменьшается до 103,5 м.

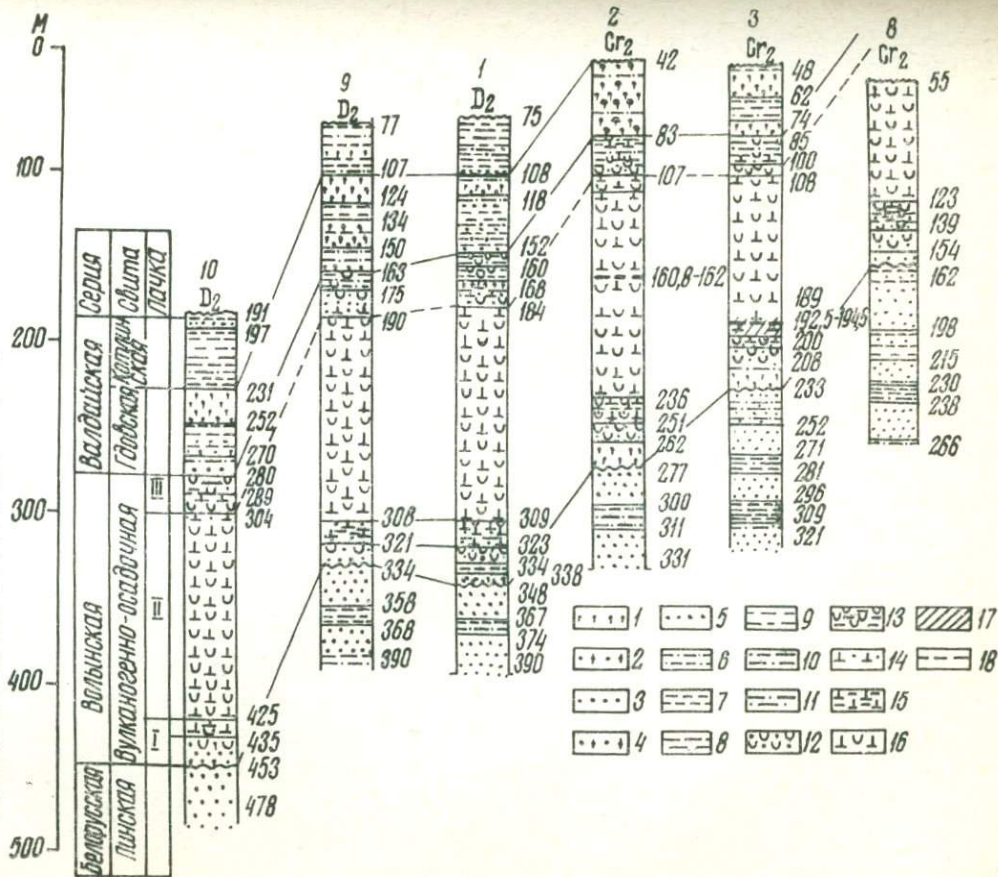
Значительные колебания глубины залегания туфогенно-осадочной свиты на небольшой площади связаны с их последующим частичным размывом. Район Столина расположен на стыке Украинского щита, Полесской седловины и Туровской депрессии. Кристаллический массив здесь имеет блоковое строение, обусловленное наличием большого количества разрывных тектонических нарушений типа сбросов. О том, что тектонические нарушения моложе описываемых отложений, свидетельствуют сравнительно выдержанные мощности этих отложений, особенно нижней, наиболее мощной пачки туфов и однородный фациальный облик отложений в плане, а также наличие тектонически нарушенных зон в туфовой толще (скважины 3 и 8).

В составе туфогенно-осадочной свиты в районе Столина выделено три пачки: первая (нижняя, I) — туфогенных и нормально-осадочных песчаников с прослоями алевролитов и глин; вторая (средняя, II) — вулканических туфов основного состава; третья (верхняя, III) — туфогенно-осадочная глинисто-алевролитовая. В наиболее полных разрезах мощность нижней пачки равна 25—27 м, средней — 137—144 м, верхней — 32—34 м. В некоторых разрезах мощность средней пачки сокращается за счет того, что скважина пересекла зону тектонического нарушения (в скважине 3 мощность 90 м), а верхней — за счет размыва (в скважине 2—19 м).

Ряд разрезов туфогенно-осадочной толщи Столина показан на рис. 14. Из них наиболее полным и представительным является разрез скважины 1 (глубина 152—348 м), где нижняя пачка имеет мощность 25 м (глубина 323—348 м), сред-

Рис. 14. Важнейшие разрезы верхнего докембрия (венда) района Столина Брестской области:

1—3—песчаники аркозовые (1—крупнозернистые, 2 — разнозернистые, 3—мелко- и среднезернистые); 4—песчаники полиминеральные; 5—песчаники олигоминеральные, мелко- и среднезернистые; 6—песчаники мелкозернистые алевритовые и алевролиты крупнозернистые, песчаные; 7—алевролиты; 8—глины; 9—алевролиты глинистые и глины алевритовые; 10—песчаные, алевритовые и глинистые породы, тонко переслаивающиеся между собой; 11—глины песчаные; 12—туфогенные песчаники; 13—туфогенные песчано-алевроитовые, алевритовые и алеврито-глинистые породы; 14—туффиты песчаные; 15—туффиты алевритовые и алевро-пелитовые; 16—базальтовые туфы псаммитовые, алевритовые и алевро-пелитовые; 17—тектоническая зона дробления; 18—разрывные тектонические нарушения



няя — 139 м (глубина 184—323 м) и верхняя — 32 м (глубина 152—184 м).

В составе нижней пачки скважины I выделено три подпачки: нижняя (глубина 338—348 м, мощность 10 м), средняя (глубина 334—338 м, мощность 4 м) и верхняя (глубина 323—334 м, мощность 11 м).

Нижняя подпачка пройдена почти без отбора керна. Судя по каротажу, шламу и кусочкам керна, она представлена песчаниками розовато-бурыми, разнозернистыми, полевошпато-кварцевыми, с галькой желтого кварца.

Средняя подпачка сложена алевролитами слюдисто-полевошпато-кварцевыми с тонкочешуйчатым глинистым цементом с примесью разложенного пеплового материала, с тонкой горизонтальной и косой слоистостью.

Верхняя подпачка сложена песчаниками (обр. 21, 21б) туфогенными, мелкозернистыми, алевритовыми, изредка средне- и крупнозернистыми, розовато-бурыми, часто с лиловым оттенком, полевошпато-кварцевыми с примерно одинаковым содержанием кварца и полевых шпатов, с небольшой примесью чешуек биотита и мусковита. Нередко встречаются обломки измененных эффузивных пород и вулканического стекла основного состава, зерна непрозрачных рудных минералов. Цемент пепловый, разложенный, почти полностью замещенный бесцветным и зеленоватым глинистым минералом, который образует радиально-чешуйчатые каемки вокруг зерен, а в порах — петельчатые агрегаты.

Средняя пачка имеет следующее строение:

309,0—323,0 м. Туффиты псаммитовые, с прослоями мелко- и разнозернистых туфогенных песчаников, лиловато-коричневые, сиреневые, отдельными пятнами зеленовато-серые, с отчетливой косой (перекрестной), реже горизонтальной слоистостью. В верхней части (309,0—311,5 м) содержатся частые прослои мощностью до 5 см пелито-алевритовых туфов. Еще два более мощных слоя аналогичных туфов встречены на глубине 311,5—312,4 и 319,0—319,5 м.

Туффиты витро-литокластические, основного состава (обр. 19, 19б, 19г, 20б). В них содержится от 25 до 50% терригенного обломочного материала, который представлен угловатыми зернами калиевых полевых шпатов и кварца, содержащихся примерно в равных количествах, с примесью чешуек биотита, часто разложенного, ожелезненного, мусковитизированного (доли — единицы процентов) и редких зерен плагиоклазов. Возможно, часть плагиоклазов, а также часто встречающиеся в отдельных прослоях (обр. 19) зерна роговой обманки представляют собой кристаллокластический материал.

Подавляющая масса туфогенного материала сложена типичными неправильно-оскольчатými, с рваными краями пиро-

кластами базальтовой лавы, с обильными выделениями непрозрачных гидроокислов железа в виде пятен и толстых каемок. Нередко лава полностью лимонитизирована. Прозрачные участки обломков лавы замещены бесцветным глинистым веществом очень тонкой чешуйчатой структуры. В небольшом количестве содержатся обломки гиалобазальтов, зеленое и бесцветное вулканическое стекло, замещенное хлоритом, сапонитом и анальцимом. Встречаются обломки анальцимовых базальтов. Много (до 1—2%) угловато-окатанных зерен магнетита, значительно реже встречаются ильменит или титаномагнетит. Прозрачные акцессорные минералы представлены редкими зернами апатита, граната, циркона, сфена и единичными зернами турмалина и эпидота.

Цемент туфов полиминеральный. В его состав входят различные глинистые минералы из группы монтмориллонита и гидрослюды в тесном сростании с хлоритом (они образуют тонкочешуйчатые и отчасти почти криптокристаллические агрегаты), анальцим, кальцит и бесцветный различно окристаллизованный чешуйчатый минерал, собранный в основном в радиально-чешуйчатые агрегаты с интерференционной окраской от желтовато-серой до желто-бурой. Видимо, это монтмориллонит. Соотношение этих минералов в цементе пород из различных прослоев сильно изменяется. Чаше в его составе преобладают хлорито-глинистые минералы, образовавшиеся за счет разложения пеплового материала, а в отдельных прослоях и пятнах — анальцим (обр. 19 б), реже — кальцит. Имеются горизонты с кальцито-монтмориллонитовым (?) цементом (обр. 19 г).

Туфогенные песчаники (обр. 20 а) имеют примерно тот же состав терригенного и туфогенного материала, что и туффиты. Они отличаются от туффитов соотношением этих компонентов (примесь туфогенного материала менее 25%); заметной окатанностью зерен кварца, полевых шпатов и часто обломков сильно измененных (пелитизированных) вулканических пород и стекла; довольно однородным тонкокристаллическим глинистым (монтмориллонитовым) цементом, в значительной части (до 50%) замещенным кристаллически-зернистым кальцитом, который иногда образует пятна пойкилитового цемента.

Туфы пелито-алевритовые витрокластические основного состава (обр. 19 а), коричневые, с фиолетово-розовым оттенком. Они сложены тонким значительно разложившимся пепловым материалом в виде типичных (угловато-оскольчатых, клиновидных, рогульчатых) пирокласт девитрифицированного вулканического стекла, бесцветного и окрашенного в желто-бурые цвета различной интенсивности, часто почти непрозрачного от сильного ожелезнения. В меньшем количестве, видимо, содержатся обломки стекловатой базальтовой лавы (более

изометричные, с неровными рваными краями). По вулканическому стеклу развиты сапонит, тонкочешуйчатые агрегаты хлорита и глинистых минералов, гидроокислы железа и лейкоксен. Обломки лавы пелитизированы и ожелезнены. Довольно много (единицы процента) неправильных, оскольчатых зерен пирокластических рудных минералов (магнетита, титаномагнетита). Часто встречаются чешуйки сильно разложенного биотита. Пирокластический материал плотно уложен и сцементирован собственными продуктами разложения, среди которых преобладают хлорит, глинистые минералы (видимо, в основном монтмориллонит-сапонит), гидроокислы железа и анальцим.

306,5—309,0 м. Туфы темно-коричневые со слабым лиловатым оттенком, алевритовые, лито-витрокластические, основного состава (обр. 18), хорошо отсортированные (в них резко преобладают обломки размером 0,05—0,08 мм, максимальные размеры отдельных пирокласт 0,1 мм), в основании слоя более тонкие (мелкоалевритовые) с буроватым оттенком (обр. 18 а). Породы состоят из неправильных рваных осколков, иногда округлых, видимо, несколько окатанных, обломков сильно разложившей буровато-желтой слабо раскристаллизованной и первично стекловатой лавы или вулканического стекла и угловато-оскольчатых, рогульчатых пирокласт бесцветного и светло-зеленого стекла второй генерации. Пирокластический материал полностью девитрифицирован и замещен вторичными минералами. По обломкам лавы развиваются агрегаты микрочешуйчатых глинистых минералов, бурые гидроокислы железа, которые образуют неправильные скопления и каемки вдоль краев обломков, и нередко анальцим. Отдельные обломки полностью лимонитизированы. Вулканическое стекло замещено светло-зеленым криптокристаллическим хлоритом и бесцветным сапонитом, криптокристаллические агрегаты которого имеют характерное веерообразно-облачное погасание. В небольшом количестве содержатся обломки основной массы анальцимовых гялобазальтов и угловатые, оскольчатые зерна анальцима. Последний, видимо, представляет собой кристаллокластический материал. Связующая масса туфов состоит из анальцима, ксеноморфные зерна которого выполняют поровые пространства, и тонкочешуйчатого агрегата светло-зеленого хлорита и бесцветных глинистых минералов.

299,0—306,5 м. Туфы серовато-коричневые с лиловым оттенком, псаммо-алевритовые, лито(лаво)кластические основного состава (обр. 17б, 17в), в основании с прослоями более грубых псаммитовых туфов (обр. 17г). Породы хорошо отсортированные с неяснослойчатыми и массивными текстурами. Они состоят в основном из неправильно-оскольчатых, рваных обломков желто-бурой, нередко почти непрозрачной (лимони-

тизированной) базальтовой лавы, стекловатой и очень слабо раскристаллизованной (с редкими субмикроскопическими лейстами), в значительной степени вторично измененной, с образованием по ней тончайших глинистых минералов и обильными выделениями гидроокислов железа. В более крупных обломках лава иногда пузыристая. В небольшом количестве содержатся осколки светло-зеленого вулканического стекла, по которому развиты сапонит и хлорит. Встречаются отдельные угловатые и неправильные зерна магнетита и редкие чешуйки биотита. Цемент туфов состоит из ксеноморфного анальцима, выполняющего большую часть поровых пространств, и тонкочешуйчатого хлорито-глинистого вещества. Возможно, что часть анальцима имеет пирокластическое происхождение.

297,0—299,0 м. Туфы коричневые, мелкоалевритовые, витрокластические, основного состава, массивной и тонкослойчатой текстуры (обр. 17а), в основном такие, как на глубине 309—323 м.

287,0—297,0 м. Туфы темно-серые, со слабыми коричневыми, розовато-фиолетовыми и зеленоватыми оттенками, псаммо-алевритовые и алевритовые, лито(лаво)кластические (обр. 17) с переходами в более тонкообломочных разностях в витрокластические (обр. 16в). Породы в основном аналогичны описанным в интервале 299,0—306,5 м. В них содержатся единичные прослойки более грубых (псефито-псаммитовых) витро-лито-кластических туфов (обр. 16д), сложенных неправильными обломками с неровными рваными краями сильно измененных пузыристых витрофировых базальтов, полностью замещенных хлоритом, глинистыми и рудными минералами. В подчиненном количестве содержатся угловатые осколки светло-зеленого вулканического стекла, замещенного хлоритом и сапонитом. Цементирующая масса — анальцим в крупных ксеноморфных зернах.

276,0—287,0 м. Туфы темно-серые, с зеленоватым оттенком, мелкопсаммитовые и алевро-псаммитовые, с редкими прослойками алевритовых и более грубых псефито-псаммитовых туфов (обр. 16, 16а), лито-витрокластические, основного состава, с косой, реже горизонтальной слоистостью. Углы наклона косослоистых серий — 20—30°. Иногда слоистость почти не выражена.

Пирокластический материал представлен типичными (рогульчатыми, остроугольно-оскольчатыми, клиновидными и т. п.) пирокластами светло-зеленого полностью девитрифицированного вулканического стекла, замещенного хлоритом с примесью глинистых минералов из группы монтмориллонита-сапонита; неправильными рваными осколками базальтовой лавы, бурой от обильных гидроокислов железа, часто нацело лимонитизированной, в наиболее крупных обломках пузыри-

стой; удлинёнными обломками размерами до 1—3 мм пелитовых и алевроитовых туфов, содержание которых резко увеличивается в отдельных тонких прослойках; редкими обломками базальтов гиалопилитовой структуры и угловатыми, оскольчатыми зёрнами анальцима и рудных минералов.

Пирокластический материал плотно сцементирован обильным хлорито-анальцимовым цементом порового, иногда базального типа. Анальцим образует крупные (до 0,5 мм) неправильные зёрна с неровными лапчатыми краями и агрегаты зёрен, которые выполняют большую часть поровых пространств, а также образуют тонкие (доли миллиметра) прожилки. Тонкочешуйчатые агрегаты хлорита выполняют более мелкие промежутки между пирокластами и зёрнами анальцима. В алевроитовых туфах в цементе преобладает хлорит. В отдельных пятнах в цементе, а также в виде прожилков встречается кальцит.

271,0—276,0 м. Туфы темно-серые, с коричневым и зеленоватым оттенками, алевро-псаммитовые и псаммо-алевроитовые, витрокластические с примесью кристаллокластического материала, основного состава, массивной текстуры (обр. 15в, 15г). Они сложены: неправильными заливчатыми и округлыми обломками темно-бурой и непрозрачной лимонитизированной лавы; остроугольно-оскольчатыми, рогульчатыми пирокластами зеленого хлоритизированного стекла; обломками в различной степени раскристаллизованной основной массы анальцимовых базальтов; угловатыми, оскольчатыми обломками кристаллов анальцима и неправильными, угловатыми и оскольчатыми зёрнами окисленного с поверхности магнетита, который часто трудно отличить от обломков ожелезненной лавы. В виде незначительной примеси (от 0,5 до 3%) содержатся угловатые зёрна калишпатов, кварца, редко плагиоклаза и чешуйки измененного биотита. Цемент туфов сложен в основном ярко-зеленым микрочешуйчатым хлоритом, образовавшимся за счет разложения туфогенного материала и прежде всего вулканического стекла. В качестве примеси присутствует бесцветный глинистый минерал (видимо, монтмориллонит), находящийся в тесной связи с хлоритом. В незначительном количестве содержится анальцим в виде редких, очень мелких ксеноморфных зёрен. Изредка встречаются мелкие пятна с вторичным кальцитовым цементом.

262,0—271,0 м. Базальтовые туфы темно-серые, до черных, крупноалевроитовой кристалло-литокластической структуры с примесью обломков вулканического стекла (обр. 15а, 15б). Породы хорошо отсортированы и однородны на всем интервале. Подавляющая масса их обломочного материала относится к фракции 0,05—0,1 мм. По цвету и массивной неслоистой текстуре они макроскопически (в керне) похожи на базальты.

Сложены туфы неправильными, реже округлыми (видимо, оплавленными) обломками бурой и непрозрачной от интенсивного ожелезнения базальтовой лавы или слабо раскристаллизованных базальтов, замещенных гидроокислами железа и хлорито-глинистыми минералами; неправильно-угловатыми и слабо округленными зернами анальцима; угловато-оскольчатыми, рогульчатыми и нередко округлыми пирокластами ярко-зеленого хлоритизированного вулканического стекла. Цемент туфов хлоритовый, с примесью сапонитоподобного глинистого минерала.

255,0—262,0 м. Туфы темно-серые, со слабым зеленоватым оттенком, кристалло-литокластические, переходящие в кристалло-витрокластические, основного состава, алевритовой структуры (обр. 14в), сходные с описанными в интервале 262—271 м. Они отличаются лишь несколько меньшим содержанием обломочного анальцима и значительно большим — хлоритизированного вулканического стекла, чем и обусловлен зеленоватый оттенок пород. В них имеются частые прослои мелкопсаммитовых туфов, в которых иногда содержится значительное количество удлиненных угловатых обломков (размерами до 2—3 мм) пелитовых туфов (обр. 15). В туфах данного интервала иногда встречаются тонкие (1—2 мм) ветвящиеся прожилки анальцима.

244,0—255,0 м. Базальтовые туфы темно-зеленовато-серые, различной структуры. Среди них преобладают псаммо-алевритовые (обр. 14б) и алевритовые разности (обр. 14а). Туфы кристалло-лито-витрокластические, в более тонкообломочных прослоях переходящие в витрокластические. По составу пирокластического материала туфы аналогичны описанным в интервале 262—271 и 255—262 м. Однако соотношение различных компонентов здесь заметно изменяется — преобладает зеленое хлоритизированное вулканическое стекло. Кристаллокластический анальцим здесь буровато-желтого цвета, в то время как в нижележащих туфах он в основном бесцветный. Кроме хлорита, в цементе туфов содержится много прозрачного бесцветного анальцима в виде сравнительно крупных совершенно ксеноморфных зерен и агрегатов.

В верхней части интервала содержатся частые прослои разнозернистых псаммитовых лаво-витрокластических туфов, сложенных в основном зеленым вулканическим стеклом, полностью замещенным хлоритом с примесью глинистых минералов из группы монтмориллонита — сапонита. Пирокласты стекла отличаются удлиненно-извилистыми, рогульчатыми формами. В подчиненном количестве содержатся резко неправильные, рваные осколки бурой и непрозрачной (лимонитизированной) базальтовой лавы и обломки бурых пелитовых туфов. Лава и стекло в более крупных обломках пузыристые.

Встречаются обломочные зерна анальцима. Эти туфы отличаются значительным содержанием (до 20—30%) аутигенного анальцима, который вместе с хлоритом образует обильный базальный цемент.

203,0—244,0 м. Базальтовые туфы темно-серого цвета с зеленоватыми оттенками различной интенсивности, мелкопсаммитовой, алевро-псаммитовой и крупноалевритовой структуры, лито-витрокластические (обр. 13, 12г, 12б), переходящие в витрокластические, а иногда в витрокластические с незначительной примесью литокластического материала (обр. 13б). Туфы сложены остроугольно-оскольчатыми, рогульчатыми, вильчатыми пирокластами зеленого вулканического стекла, замещенного хлоритом, и рваными, часто пузыристыми осколками бурой и непрозрачной (нацело лимонитизированной) лавы и стекловатых или слабо раскристаллизованных базальтов. Туфы сцементированы обильным сапонито-хлоритовым цементом, в котором, видимо, имеется примесь и других глинистых минералов из группы монтмориллонита — сапонита.

Среди псаммитовых и алевритовых туфов содержатся редкие прослои мощностью в несколько сантиметров более грубых псефито-псаммитовых витро-литокластических базальтовых туфов с обильным цементом, сложенным хлоритом, бесцветными глинистыми минералами из группы монтмориллонита — сапонита, кальцитом, анальцимом и цеолитом (обр. 13г).

В интервале 229,0—234,0 м в разрезе доминируют пепельно-серые пелито-алевритовые и мелкоалевритовые витрокластические туфы, в составе пирокластического материала которых, кроме преобладающих типичных пирокласт хлоритизированного и сапонитизированного вулканического стекла, содержится примесь лаво-кластического материала в виде рваных осколков сильно ожелезненной, часто непрозрачной базальтовой лавы (обр. 13в).

Редкие прослои мощностью до 10—20 см аналогичных и сходных тонкообломочных витрокластических (пепловых) туфов встречаются на всем описанном интервале (обр. 13а). Среди них нередки хорошо отсортированные, чистые витрокластические туфы.

192,7—203,0 м. Туфы темно-коричневато-серые, алевритовые, переходящие в псаммо- и пелито-алевритовые, лито-витрокластические, основного состава, массивной текстуры, с раковистым изломом (обр. 11г, 12а). Сложены пирокластами зеленого и буровато-зеленого вулканического стекла, в основном девитрифицированного, замещенного хлоритом, глинистыми минералами и гидроокислами железа, реже почти изотропного, и неправильными обломками с рваными и округленными краями (возможно, оплавленными) слабо раскристаллизованных, сильно измененных (пелитизированных, ожелезненных)

базальтов и базальтовой лавы. В небольшом количестве содержатся обломки пелитовых туфов.

Часто встречаются прослой мощностью от нескольких сантиметров до 1 м псефо-псаммитовых литокластических туфов (обр. 11в, 12). Они сложены неправильными, удлиненными, нередко округленными обломками размерами до 1 см пелитовых и алевритовых витрокластических туфов и в меньшем количестве — пузыристых гиалопилитовых и стекловатых базальтов, бурой базальтовой лавы и зеленого хлоритизированного вулканического стекла. Эти сравнительно крупные обломки сцементированы алевритовым витрокластическим материалом и продуктами его разложения, среди которых резко преобладают хлорит и глинистый сапонитоподобный минерал (обр. 12). Нередко первичный пирокластогенный цемент почти полностью замещен кристаллически-зернистым кальцитом.

184,0—192,7 м. Туфы серо-зеленые и темно-зеленовато-серые, алевро-псаммитовые и мелкопсаммитовые, лито-витрокластические, основного состава (обр. 11б, 11а), в верхней части (3—4 м) постепенно переходящие в витрокластические туффиты. Породы массивные, иногда с неясной косою слойчатостью. Сложены остроугольно-оскольчатыми, обычно удлиненными пирокластами и более изометричными заметно окатанными обломками зеленого (хлоритизированного) вулканического стекла, бурой, зеленовато-бурой, обычно пелитизированной, часто непрозрачной, лимонитизированной, мелкопузыристой базальтовой лавы и слабо раскристаллизованных базальтов. Изредка встречаются обломки базальтов апонитерсертальной и гиалопилитовой структуры.

Вулканогенный материал пород принадлежит двум генерациям. Первая (пирокластическая) представлена типичными совершенно неокатанными пирокластами вулканического стекла и лавы, видимо, перенесенными в воздухе. Вторая генерация — изометричные, округлые, сравнительно окатанные обломки в значительной степени разложенных (пелитизированных, ожелезненных) базальтов и лавы — претерпела более длительную транспортировку в водной среде. В этом отношении она тяготеет к терригенному обломочному материалу, который в верхней части в различном количестве (от 5—10 до 25—30%) присутствует в туфах и туффитах этого интервала. Терригенный материал состоит из угловатых зерен калишпатов, кварца, изредка плагиоклаза, чешуек биотита и единичных зерен акцессорных минералов, среди которых встречены циркон, апатит, гранат.

Так как значительная часть вулканогенного материала претерпела длительную транспортировку и отчасти, возможно, переотложена, она подверглась более длительному воздейст-

вию гипергенных процессов. Поэтому породы имеют выветрелый облик по сравнению с туфами, нацело сложенными пирокластическим материалом, чем обусловлены и особенности их цемента, в составе которого в отличие от вышеописанных туфов преобладают бесцветные глинистые минералы из группы монтмориллонита с примесью гидрослюда и хлорита. Анальцим отсутствует.

Приведенные данные, а также анализ каротажной диаграммы показывают, что в средней пачке выделено шесть подпачек. Первая (нижняя) из них имеет мощность 14 м (глубина 309—323 м) и представлена псаммитовыми туффитами с прослоями туфогенных песчаников, а также тонкими (до 5 см) прослоями пелито-алевритовых туфов. Окраска пород лилово-коричневая и сиреневая. Слоистость косая, реже горизонтальная. Нормально-осадочный терригенный материал туффитов представлен зернами калишпатов и кварца, с примесью чешуек биотита, зерен плагиоклаза. Пирокластический материал представлен оскольчатыми обломками ожелезненной базальтовой лавы, реже гиалобазальтов, анальцимовых базальтов, зеленого и бесцветного вулканического стекла, замещенного хлоритом и сапонитом. В цемент входят глинистые минералы (монтмориллонит, гидрослюда) и хлорит, образовавшиеся за счет разложения пеплового материала, реже анальцим и кальцит. Туфогенные песчаники имеют примерно такой же, как и в туффитах, состав нормально-осадочного и пирокластического материала. Содержание последнего не превышает 25%. Туфы пелито-алевритовые, витрокластические, основного состава, коричневые, с фиолето-розоватыми оттенками. Они сложены зернами угловато-оскольчатой, клиновидной и рогульчатой формы разложенного вулканического стекла (бесцветного и бурого), реже обломками стекловатой базальтовой лавы. По вулканическому стеклу развивается сапонит, хлорит, глинистые минералы, гидроокислы железа, лейкоксен. Обломки лавы пелитизированные и ожелезненные. В цементе — продукты разложения пеплового материала (хлорит, монтмориллонит-сапонит, анальцим, гидроокислы железа) и терригенные гидрослюды.

Вторая подпачка (глубина 297—309 м, мощность 12 м) имеет следующее строение: 1) 306—309 м — туфы темно-коричневые с лиловым оттенком, алевритовые; 2) 299—306 м — туфы серовато-коричневые с лиловым оттенком, псаммо-алевритовые, в основании псаммитовые, литокластические, основного состава; 3) 297—299 м — туфы коричневые, мелко-алевритовые, витрокластические, основного состава, массивные и тонкослоистые.

Обломочная часть туфов второй подпачки сложена неправильными, иногда округлыми обломками буровато-желтой

слабо раскристаллизованной лавы и угловато-оскольчатými и рогульчатými обломками бесцветного и светло-зеленого вулканического стекла. По обломкам лавы развиваются микрочешуйчатые глинистые минералы, бурые гидроокислы железа, по стеклу — хлорит и сапонит. Отмечены обломки анальцимовых гялобазальтов. Цемент туфов представлен анальцимом, хлоритом, глинистыми минералами, которые развиваются по пепловому материалу.

Третья подпачка (глубина 289—297 м, мощность 8 м) сложена туфами темно-серыми со слабыми коричневыми, розовато-фиолетовыми и зеленоватыми оттенками, псаммо-алевроитовыми и алевроитовыми, в отдельных прослоях псефито-псаммитовыми, литокластическими и витро-литокластическими. Обломочная часть и цемент туфов в основном такие, как в туфах предыдущего интервала.

Четвертая подпачка (глубина 252—289 м, мощность 37 м) имеет следующее строение:

276—289 м — туфы темно-серые с зеленоватым оттенком, мелкопсаммитовые, алевро-псаммитовые, с редкими прослоями алевроитовых и псефито-псаммитовых, лито-витрокластические, массивные, реже с косо́й и горизонтальной слоистостью;

271—276 м — туфы темно-серые с коричневыми и зеленоватыми оттенками, алевро-псаммитовые и псаммо-алевроитовые, витрокластические с примесью кристаллокластического материала, массивные;

262—271 м — туфы темно-серые, базальтовые, алевроитовые, литокластические с обломками вулканического стекла и кристаллами анальцима, массивные;

255—262 м — туфы темно-серые со слабым зеленоватым оттенком, витро-литокластические и лито-витрокластические с кристаллокластическим материалом, алевроитовые. Здесь меньше, чем в туфах предыдущего интервала, обломочного анальцима и больше хлоритизированного вулканического стекла.

Обломочная часть туфов четвертой подпачки представлена рогульчатými, остроугольно-оскольчатými обломками вулканического стекла, замещенного хлоритом и монтмориллонит-сапонитом, неправильными обломками ожелезненной базальтовой лавы, гялобазальтов, анальцимовых базальтов, иногда анальцима и рудного минерала. Туфы крепко сцементированы. В цементе хлорит, монтмориллонит, сапонит, отмечены анальцим, кальцит. В отдельных образцах встречены (0,5—3%) зерна кварца, калишпатов, плагиоклаза, чешуйки мусковита и биотита.

Пятая подпачка (глубина 237—252 м, мощность 15 м) представлена базальтовыми туфами темными зеленовато-серыми, псаммо-алевроитовыми, алевроитовыми, лито-витрокластическими

ми и витрокластическими. В обломочной части преобладают обломки хлоритизированного и сапонитизированного вулканического стекла, меньше обломков ожелезненной базальтовой лавы и базальтов, есть кристаллы анальцима. В цементе — хлорит, анальцим (в отдельных образцах до 25—30%).

Шестая подпачка (глубина 184—237 м, мощность 53 м) сложена:

203—237 м — базальтовыми туфами темно-серыми с зеленоватым оттенком, мелкопсаммитовыми, алевро-псаммитовыми и алевритовыми, тонкими прослоями псефито-псаммитовыми, лито-витрокластическими, иногда витро-литокластическими и витрокластическими;

193—203 м — туфами коричнево-серыми, алевритовыми, реже псаммо-алеувритовыми, лито-витрокластическими, массивными; отмечены прослой (до 1 м) псефито-псаммитовых литокластических туфов;

184—193 м — туфами серо-зелеными и темными зеленовато-серыми, алевро-псаммитовыми и мелкопсаммитовыми, лито-витрокластическими, массивными, иногда с неясной косою слоистостью, в верхней части с прослоями туффитов и туфов с примесью нормально-осадочного материала.

Обломочная часть туфов шестой подпачки сложена рогульчатыми и остроугольными обломками вулканического стекла, замещенного хлоритом и сапонитом, изредка изотропного свежего, а также округлыми обломками основных эффузивных пород. В цементе — хлорит, монтмориллонит, сапонит, цеолиты, развитые по тонкому пирокластическому материалу. Иногда первичный пирокластический цемент почти полностью замещен кальцитом. В туфах и туффитах верхней пачки нормально-осадочный материал представлен зернами (от 5—10 до 25—30%) кварца, калишпатов, изредка плагиоклаза, чешуек слюд. Цемент представлен в основном глинистыми минералами (монтмориллонит) с примесью гидрослюды и хлорита при полном отсутствии анальцима.

Третья пачка (глубина 152—184 м) имеет следующее строение:

168,0—184,0 м. Туфогенные песчаники коричнево-серые с многочисленными нерезкими полосами и линзами сероцветной окраски, мелкозернистые, преимущественно алевритовые, с тонкой косою (перекрестной), реже параллельной слабо наклонной слоистостью (обр. 10б, 10в). Терригенный обломочный материал кварцево-полевошпатовый с различной примесью окатанных и полукатанных обломков эффузивных пород основного состава и чешуек сильно разложенного биотита. Зерна кварца и полевых шпатов, представленных калиевыми разновидностями, неокатанные. Пирокластический материал, содержание которого в породах изменчивое (от 7—10 до 40—50%)

и в общем увеличивается к низу пачки, представлен в одних прослоях в основном пирокластами разложенного, сильно ожелезненного вулканического стекла, в других — преимущественно обломками в различной степени раскристаллизованных эффузивных пород и первично стекловатой лавы основного состава. По содержанию туфогенного материала породы нередко переходят в лито-витрокластические туффиты, а в верхней части пачки (168—170 м) — вулканомиктово-кварцево-полевошпатовые песчаники (обр. 96) со шлихами рудных минералов по поверхности наслоения. Цемент глинистый, образовавшийся в основном за счет разложения вулканогенного материала.

В интервалах глубин 171,4—173,5 и 170,3—170,6 м пройдены два слоя алевро-пелитовых витрокластических туфов пятнисто-полосчатой (коричневой и зеленой) окраски (обр. 10а). Из-за сильной разложенности тонкого пеплового материала, слагающих эти туфы, макроскопически они выглядят, как пестроцветная глина, при намокании растрескивающаяся в угловатую щебенку с раковистым изломом.

160,0—168,0 м. Туфогенные алевролиты (обр. 9) и туфогенные алевритовые глины (обр. 9а) с прослоями туффитов (обр. 9б) светло-серые, туффиты зеленовато- и лиловато-серые. В верхней части (с глубины 162,5 м) в разрезе преобладают темно-коричневые алевритовые туффиты и туфы (обр. 8г, гл. 161 м). Породы неслоистые, массивной текстуры. Полевошпатово-кварцевый терригенный материал их, часто с примесью биотита, в различной степени разбавлен более тонким алевропелитовым туфогенным материалом, состоящим из вулканического пепла (часто в виде очень характерных рогульчатых пирокласт буро- и непрозрачного от ожелезнения вулканического стекла, обр. 9б) и глинистых продуктов его разложения. В составе последних преобладает монтмориллонит. В наиболее глинистых сильно разложенных породах наблюдается реликтовая пепловая структура (обр. 9а). В подчиненном количестве содержатся терригенные глинистые минералы из группы гидрослюды.

Туффиты и туфы, преобладающие в кровле подпачки (обр. 8г), лито-витрокластические основного состава. Слагающий их материал имеет ярко выраженный пирокластический облик. Это неправильные, часто удлиненные осколки с рваными краями первично стекловатой в значительной степени разложенной пузыристой лавы и рогульчато-оскольчатые пирокласты девитрифицированного вулканического стекла, по которым интенсивно развиты хлорит, бесцветные глинистые минералы и гидроокислы железа. В небольшом количестве содержатся обломки базальтов гиалопилитовой структуры с бурым мезостазисом.

152,0—160,0 м. Алевролиты буровато-коричневые, буровато-табачные, иногда с лиловатыми оттенками, глинистые, в различной степени туфогенные, с прослоями мощностью от 1—3 до 20 см песчаных алевролитов, мелкозернистых и разнозернистых песчаников светло-серого и буровато-коричневого цвета. Алевролиты тонкослоистые. Слоистость горизонтальная, полого наклонная, линзовидная, косоволнистая. Она обусловлена несколько отличным гранулометрическим составом слоев и подчеркивается скоплениями слюды на поверхностях наслоения. Песчаники с грубой косою слойчатостью. В основании подпачки залегает слой 20—30 см светло-серых разнозернистых аркозовых песчаников с гравием и мелкой галькой.

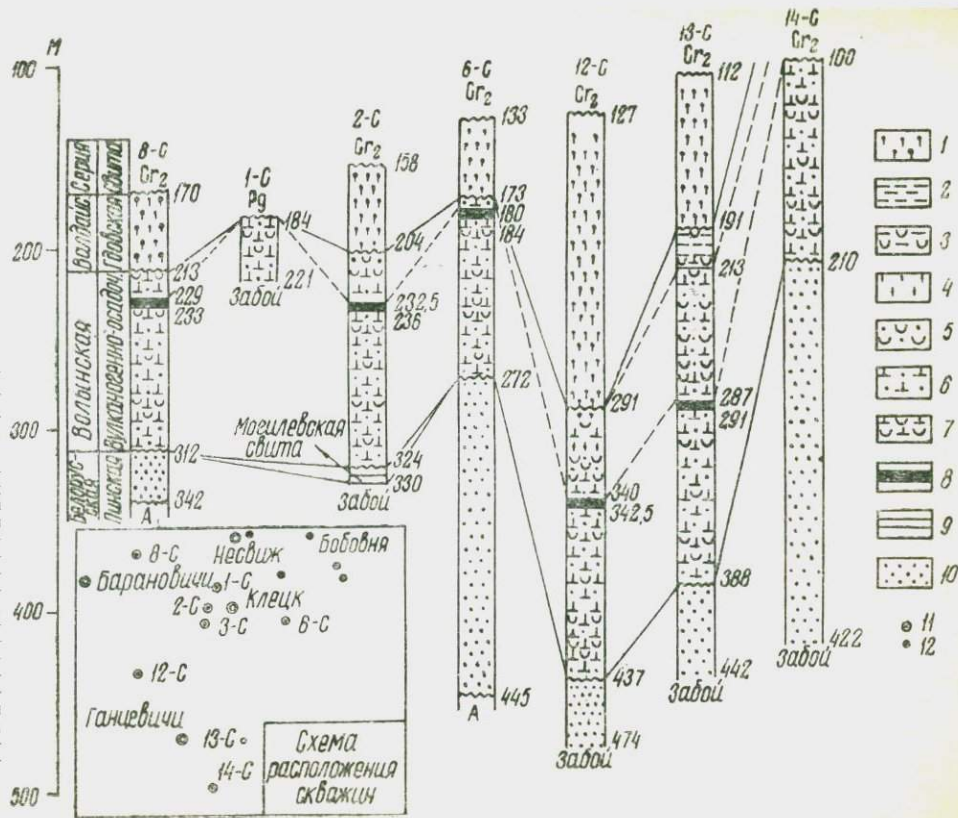
Алевролиты (обр. 8а, 8в) вулканомиктово-кварцево-полевошпатовые, с цементом, в основном сложенным тонкообломочным туфогенным материалом и продуктами его разложения. Вулканомиктовый материал, содержание которого изменяется от 5—10 до 25—30%, представлен полуокатанными и угловато-окатанными обломками разложенных (пелитизированных и ожелезненных) слабо раскристаллизованных базальтов и лавы основного состава. В подчиненном количестве и не повсеместно (обр. 8а) содержатся обломки желтого и желтобурого вулканического стекла. Туфогенный материал цемента представляет собой разложенный вулканический пепел, в различной степени разбавленный терригенными глинистыми минералами. Последние в значительной, если не в большей, части образовались за счет разрушения туфогенных пород.

Песчаники (обр. 8) по составу обломочного материала сходны с алевролитами. Они отличаются от алевролитов лишь несколько меньшим содержанием вулканомиктовых обломков и незначительным количеством или полным отсутствием туфогенного материала в цементе.

Приведенные данные показывают, что нормально-осадочный терригенный материал во всех типах пород третьей пачки представлен зернами кварца, полевых шпатов, чешуйками слюды, пирокластический — обломками ожелезненного вулканического стекла, измененных базальтов и базальтовой лавы. Цемент глинистый, образовавшийся в основном за счет разложения вулканогенного материала. На глубине 160—162 м в мелкоалевритовых и пелитовых туфах обломки вулканического стекла имеют рогульчатую форму, по ним развиваются глинистые минералы, хлорит, гидроокислы железа. В наиболее глинистых сильно разложенных породах сохранилась реликтовая пелитовая структура. В песчаниках и алевролитах верхней части пачки (глубина 160—168 м) в обломочной части содержится много переотложенного вулканогенного материала, в цементе — разложенный вулканический пепел с примесью нормально-осадочных глинистых частиц.

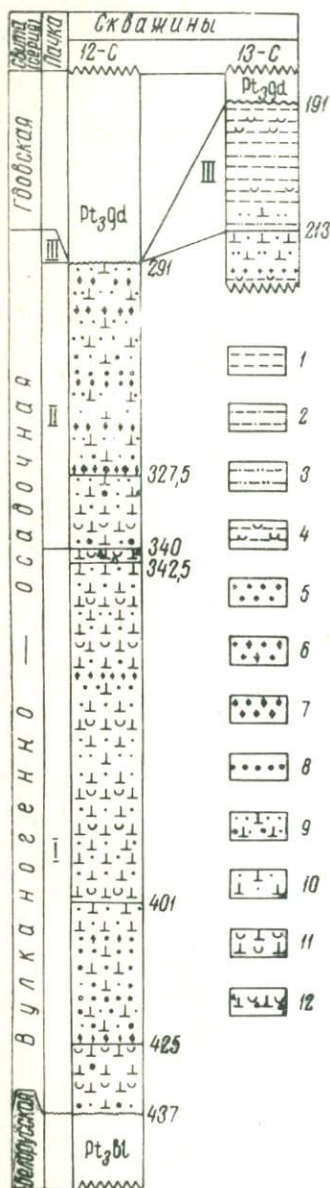
Рис. 15. Схема сопоставления разрезов верхнедевонских отложений района Клецка—Ганцевичей;

1—гдовская свита, аркозовые, преимущественно разномерные песчаники; 2—8—породы вулканогенно-осадочной свиты (2—алевролиты; 3—алевролиты туфогенные; 4—песчаники вулканокварцево-полюшпатово-кварцевые; 5—туфогенные песчаники; 6—туффиты псаммитовые и алевро-псаммитовые; 7—туфы псаммитовые основного состава; 8—маркирующий горизонт — туфы псефитовые, витро-литокластические); 9—вилчанская серия (могилевская свита) — глины песчано-гравийные; 10—белорусская серия — песчаники мелкозернистые и песчаные алевролиты полевшпато-кварцевые; 11—скважины, вскрывшие верхнедевонские отложения; 12—скважины, где эти отложения отсутствуют



Туфоогенно-осадочные образования района Клецка—Ганцевичей

Этот район расположен в зоне сочленения Бобовнянского выступа и Полесской седловины. Вулканогенно-осадочная



свита здесь вскрыта рядом скважин, шесть из которых прошли ее на полную мощность. Она несогласно залегает на отложениях белорусской серии, которая представлена здесь пинской свитой, а в разрезе скважины 2-с—на алевро-глинистых породах вильчанской серии. Перекрывается вулканогенно-осадочная свита гдовскими, а в отдельных случаях — верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями (рис. 15, 16).

Мощность свиты колеблется от 99 до 197 м, глубина залегания подошвы — от 210 до 438 м. Эти колебания в основном обусловлены наличием разрывных тектонических нарушений, приуроченных к юго-западному склону Бобовнянского выступа.

В строении туфоогенно-осадочной свиты по литологическим особенностям выделяются три пачки: нижняя, средняя и верхняя.

Нижняя пачка мощностью от 79,4 до 96,6 м сложена в основном псаммитовыми и алевропсаммитовыми туффитами и

Рис. 16. Разрез вулканогенно-осадочной свиты района Клецка—Ганцевичей.

1—алевролиты; 2—алевролиты песчаные; 3—песчанники алевроитовые; 4—туфоогенные алевролиты; 5—песчанники мелкозернистые полимиктовые; 6—песчанники разнозернистые; 7—песчанники крупнозернистые; 8—гравелиты; 9—туфоогенные песчанники с вулканогенным материалом основного состава; 10—туффиты псаммитовые и алевропсаммитовые; 11—туфы псаммитовые и алевропсаммитовые; 12—туфы псефитовые

туфами основного состава. В подчиненном количестве содержатся прослои туфогенных песчаников, количество которых обычно увеличивается к основанию разреза. Кровля этой пачки условно проведена по хорошо прослеживаемому единственному во всем разрезе слою мощностью 2,5—4 м псефитовых витрокластических туфов. Этот слой четко выделяется на фоне мелкообломочных пирокластических пород и служит хорошим маркирующим горизонтом для разрезов туфогенно-осадочной свиты описываемого района.

Средняя пачка имеет мощность 48,6—74,0 м. Она сложена в основном разнoзернистыми, в меньшем количестве мелкозернистыми туфогенными, полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, в которых содержится различное количество пирокластического и переотложенного вулканогенного материала. В отдельных прослоях эти породы переходят в туффиты, количество которых значительно увеличивается в нижней части (15—18 м) пачки. В отличие от нижней эта пачка в большинстве разрезов частично, а иногда и полностью размыта.

Верхняя пачка мощностью 22,0 м сохранилась лишь в разрезе 13-с. Она сложена в основном алевролитами, в которых иногда содержится примесь туфогенного материала.

Ниже приводится описание разреза туфогенно-осадочной свиты, вскрытого скважиной 12-с, расположенной в 13,5 км южнее Ляховичей. Его дополняет разрез скважины 13-с, которая в данном районе является единственной, вскрывшей верхнюю пачку туфогенно-осадочной свиты (рис. 15, 16).

Нижняя пачка в скважине 12-с (глубина 340—437 м, мощность 97 м) имеет следующее строение:

425,0—437,0 м. Туффиты, нередко переходящие в туфы, лиловато-коричневые, с тонкой зеленовато-серой крапчатостью, псаммитовые и алевро-псаммитовые, прослоями алевро-пелитовые, витрокластические, основного состава. В них содержатся прослои разнoзернистых туфогенных песчаников. Пирокластический материал, содержание которого колеблется в очень широких пределах (от 10 до 90%), в основном псаммитовой структуры, представлен неправильными осколками с рваными краями сильно ожелезненной базальтовой лавы и пемзы, в проходящем свете буровато-коричневого цвета, с обильными неправильно-пятнистыми и точечными выделениями непрозрачных рудных минералов, среди которых резко преобладают гидроокислы железа. Гидроокислы железа выполняют большую часть пузырьков в пемзе, а также образуют непрозрачные каемки по периферии осколков. В меньшем количестве содержатся типичные (оскольчатые, рогульчатые) пирокласты вулканического стекла, которое в основном замещено бесцветным или слабо зеленоватым низкодвупреломляющим минералом типа сапонита. Его крипточешуйчатые агрегаты имеют

волнистое погасание. Этот минерал развивается также и по базальтовой лаве, особенно часто в пустотах. В сложении тонкообломочных туффитов и туфов преобладающую роль играют пирокласты вулканического стекла.

Терригенный материал сложен угловато-окатанными и угловатыми зернами кварца, калиевых полевых шпатов, реже кислого плагиоклаза. Изредка встречаются обломки гранитоидных и кварцитовидных пород.

Цемент переходного порово-базального типа. Он сложен продуктами изменения и разложения тонкообломочного вулканогенного материала и имеет полиминеральный состав. Преобладает светло-зеленый тонкочешуйчатый гидрослюдистый минерал типа иддингсита (возможно, это боулингит), который выполняет большую часть пор. В значительном количестве также содержатся бесцветный глинистый минерал типа сапонита, криптоточешуйчатые агрегаты которого облекают обломочные зерна, хлорит и гидроокислы железа. В цементе туфогенных песчаников существенна примесь терригенного глинистого вещества.

401,0—425,0 м. Туфогенные песчаники с прослоями туффитов и вулканомиктовых песчаников, лиловато-бурые, буровато-розовые с лиловыми оттенками, пятнами и прослоями зеленовато-серые, преимущественно разномзернистые, часто с гравием и прослоями гравелитов, слабо сцементированные. Соотношение терригенного и вулканогенного материала, в том числе пирокластического и переотложенного (вулканомиктового), в различных прослоях изменяется в значительных пределах. Поэтому в разрезе наблюдаются частые переходы от туфогенных песчаников, обычно содержащих некоторое количество переотложенных обломков вулканических пород, до полимиктовых (кварцево-полевошпатово-вулканомиктовых) песчаников и туффитов.

Терригенный материал сложен угловато-окатанными и угловатыми зернами калишпатов и кварца с примесью редких зерен плагиоклаза, рудного минерала и чешуек сильно разложенного (гидратированного, ожелезненного), иногда мусковитизированного биотита. Большинство гравийных и часть крупных песчаных зерен представляют собой угловато-окатанные обломки пород: гранитов, гнейсов, кварцитов, жильного кварца.

Вулканомиктовый материал представлен полуокатанными и угловато-окатанными обломками в различной степени раскристаллизованных базальтов апоинтерсертальной, гиалопилитовой, спилитовой, изредка вариолитовой структуры и базальтовой лавы, часто почти полностью замещенной непрозрачными гидроокислами железа. Подтверждением переотложенности таких обломков является, кроме заметной окатанности

и ровных, нервных краев, различная степень их выветрелости. Некоторые обломки полностью пелитизированы — они сложены желто-бурым глинистым веществом, в котором лишь слабо заметна первичная структура эффузивной породы. Более мелкие фракции пород (мелкопесчаная, алевритовая, отчасти глинистая) сложены преимущественно туфогенным материалом: оскольчатыми, рогульчатыми пирокластами нацело девитрифицированного, сильно разложенного вулканического стекла и в меньшем количестве «рваными» осколками сильно ожелезненной базальтовой лавы. Этот туфогенный материал и продукты его изменения и разложения — хлорит, сапонит, глинистые минералы, цеолиты, гидроокислы железа — в основном и образуют поровый полиминеральный цемент туфогенных песчаников и туффитов.

342,5—401,0 м. Туффиты псаммитовые, с различным содержанием пирокластического материала, переходящие в туфы и туфогенные песчаники, с тонкими прослоями алевритовых туфогенных пород и полимиктовых песчаников. Породы в основном красноватые, желтовато-буроватые, розовато-лиловые, темно-лиловые, прослоями и пятнами зеленовато-серые и светло-серые, средне- и крепкоцементированные. Текстура пород преимущественно неслоистая, встречается также массивная, структура обычно мелкопсаммитовая, витро-литокластическая, в отдельных прослоях алевро-псаммитовая, лито-витро-кластическая.

Вулканогенный обломочный материал, содержание которого в туффитах и туфах изменяется от 30—40 до 70—80%, представлен неправильными рваными, в меньшем количестве в различной степени сглаженными и окатанными обломками эффузивных пород основного состава. Для них характерны апоинтерсертальная, гиалопилитовая, спилитовидная, реже радиолитовая структура. В подчиненном количестве содержатся остроугольные, оскольчатые, рогульчатые обломки вулканического стекла основного состава желтого, бурого, желтовато-зеленого цвета, реже бесцветного. Оно почти полностью девитрифицировано и изменено.

Терригенный материал кварцево-полевошпатовый. Содержание этих минералов примерно одинаковое. Полевые шпаты в подавляющем количестве калиевые, довольно свежие. Изредка встречаются плагиоклазы. Зерна основных терригенных минералов угловатые и угловато-окатанные, реже полуокатанные. В незначительном количестве (от редких чешуек до десятых долей процента) содержится слюда, представленная чешуйками гидратированного, ожелезненного биотита. Довольно много обломочных рудных минералов, среди которых преобладает магнетит. Из аксессуарных минералов встречаются редкие зерна граната, апатита и циркона.

Вторичные минералы представлены: обильными выделениями гидроокислов железа, которые развиваются по пирокластическому материалу, биотиту и цементу пород, образуя пятнистые, точечные скопления и плотные каемки вокруг зерен, хлоритом и различными глинистыми минералами, среди которых, видимо, есть сапонит. Эти минералы образуются за счет вторичного изменения и разложения пирокластического материала. Часто встречается кальцит (до 5—10%), который образует вторичный цемент, а иногда замещает и обломочные зерна полевых шпатов.

Цемент порового и контактово-порового типа, тонкочешуйчатой и отчасти крипстокристаллической структуры, полиминеральный. В его составе устанавливаются в различных соотношениях глинистые минералы из группы монтмориллонита и гидрослюд, хлорит, гидроокислы железа и кальцит.

Туфогенные песчаники, встречающиеся в данном слое, по качественному составу обломочного материала сходны с туффитами, с той лишь разницей, что в них содержание неперетолженного вулканогенного материала не превышает 25%. Количество же в различной степени окатанных обломков эффузивных пород в них весьма значительное.

340,0—342,5 м. Туфы в нижней части слоя (1 м) серо-зеленые с лиловым оттенком, выше (1,5 м) пестроцветные псефитовые и псаммо-псефитовые, лито-витрокластические, массивной текстуры, плотные, средней крепости. Породы состоят из неправильных рваных и угловатых обломков размерами до 1 см пузыристой витрофировой лавы основного состава, лимонитизированного базальтового шлака и базальтов различной степени раскристаллизации. Макроскопически эти обломки имеют лилово-коричневый и зеленовато-серый цвет, в шлифе же они бурые, до непрозрачных и светло-зеленоватые с бурыми пятнами, реже без них. Мелкие осколки представлены стеклом. Пирокластический материал сильно разложен — по нему образуются различные глинистые минералы, хлорит, а в красноцветных породах — обильные выделения гидроокислов железа. Осколки вулканического стекла иногда замещены бесцветным глинистым минералом, видимо, из группы сапонита. Пузырьки в лаве выполнены радиально-лучистым хлоритом или гидроокислами железа.

В нижней части слоя содержатся редкие угловатые зерна кварца и полевых шпатов, а среди вулканогенных пород встречаются полуокатанные обломки.

Цемент породы сложен более тонким туфогенным материалом и продуктами его разложения, из которых в красноцветных туфах преобладают непрозрачные гидроокислы железа, в серо-зеленых — различные глинистые минералы из групп монтмориллонита-сапонита, гидрослюд и хлорита.

Слой этих туфов встречен в скважинах 2-с, 13-с, 8-с и др. и является маркирующим горизонтом для вулканогенно-осадочной свиты района Барановичей — Клецка — Ганцевичей.

Приведенные данные показывают, что пирокластический материал туфов, туффитов и туфогенных пород представлен обломками ожелезненной, часто пузыристой базальтовой лавы, базальтов, шлаковых корок, вулканического стекла, замещенного, как правило, хлоритом, сапонитом, монтмориллонитом. Обломки пород округло-угловатые, стекла — рогульчатые, оскольчатые. Вулканомиктовый материал представлен полуокатанными обломками сильно измененных базальтов и базальтовой лавы, часто сильно ожелезненными. В цементе хлорит, сапонит, гидроокислы железа, изредка цеолиты, развитые по тонкому пирокластическому материалу. Нередко встречается кальцит.

Средняя пачка в скважине 12-с (глубина 291,0—340,0 м, мощность 49,0 м) имеет следующее строение:

327,5—340,0 м. Туфогенные песчаники и псаммитовые туффиты с прослоями туфов. Окраска пород от светлой буровато-коричневой до темно-коричневой с лиловым оттенком, изредка зеленовато-серая. Туфогенные песчаники разнозернистые, иногда с примесью мелкогравийного материала, от средне-до крепкоцементированных, со слабо выраженной косою слоистостью.

Туффиты и туфы псаммитовой витро-литокластической структуры, основного состава, со значительными колебаниями в соотношении пирокластического и терригенного обломочного материала. Первый представлен неправильными обломками базальтов различной степени раскристаллизации, рваными осколками пузыристой лавы, шлаковых образований и пирокластами вулканического стекла. Весь этот вулканогенный материал в различной степени девитрифицирован и разложен с образованием обильных выделений гидроокислов железа и различных глинистых минералов. Терригенный материал полевошпатово-кварцевый. Цемент сложен в основном более тонким пепловым материалом и продуктами его изменения. В нем в виде неравномерной вкрапленности содержится аутигенный кальцит.

Пирокластический материал туфогенных песчаников имеет примерно тот же состав, что и в туффитах. Общее содержание его не превышает 25—30%. Кроме того, в туфогенных песчаниках нередко содержится значительное количество в различной степени окатанных обломков базальтов и базальтовой лавы, часто сильно разложившихся, представляющих собой продукты разрушения вулканогенных пород.

Терригенный материал туфогенных песчаников полевошпа-

тово-кварцевый. Полевые шпаты (почти исключительно калиевые) и кварц содержатся примерно в одинаковом количестве. Плагноклазы встречаются в редких зернах. В небольшом количестве (до 1—3%) содержатся чешуйки гидратированного, часто разложенного сильно ожелезненного биотита.

Цемент в туффитах и туфках глинисто-хлоритовый, нередко сильно ожелезненный, образовавшийся за счет разложения тонкого вулканогенного материала, в туфогенных песчаниках — в основном глинистый, с примесью аутигенных хлоритов.

291,0—327,5 м. Туфогенные песчаники с прослоями полимиктовых песчаников, красно-бурые с розовым и лиловым оттенками, разномзернистые (преобладают мелко- и среднеспесчаная фракция), реже крупнозернистые, с гравием и прослойками гравелитов, средне- и слабосцементированные, с нечеткой криволинейной слоистостью. Соотношение терригенного и пирокластического материала этой подпачки колеблется в значительных пределах.

Терригенный гравийно-песчаный материал, составляющий от 70 до 95% обломочной части пород, вулканомикрово-полевошпатово-кварцевый. Зерна кварца и полевых шпатов (последние представлены калишпатами) угловатые и угловатокатанные. Гравийные обломки полуокатанные. Изредка встречаются зерна плагноклаза, почти нацело замещенные серицитом и кальцитом. Вулканомиктовый материал сложен полуокатанными обломками эффузивных пород основного и среднего состава. Структура пород в обломках апоинтерсертальная, гиалопилитовая, псевдосферолитовая, микроалотриоморфнозернистая, цвет буровато-желтый, светло-желтый, зеленовато-бурый. Часто они бесцветные. Последние, видимо, относятся к породам андезито-дацитового ряда. Многие обломки эффузивных пород сильно разложены (пелитизированы). Это, кроме заметной окатанности, свидетельствует о том, что обломки переотложены. В небольшом количестве содержатся измененный биотит (редкие чешуйки — доли процента) и магнетит (редкие зерна). Пирокластический материал, содержание которого колеблется от 3—5 до 25—30%, представлен неправильными обломками с рваными краями эффузивных пород, в различной степени раскристаллизованных (по химическому составу от базальтов до андезито-дацитов), пирокластами девитрифицированного вулканического стекла и редкими осколками лимонитизированной лавы.

Цемент порового типа криптокристаллической и микрочешуйчатой структуры, хлорито-глинистый, в различной степени пропитанный гидроокислами железа. Туфогенные песчаники данной подпачки с размывом перекрываются разномзернистыми аркозовыми песчаниками гдовской свиты, в которых встреча-

ются окатанные обломки эффузивных пород основного и среднего состава.

Приведенные данные показывают, что средняя пачка в скважине 12-с неполная (срезана дождевым размывом). В нижней части (глубина 327—340 м) она сложена туфогенными песчаниками и псаммитовыми туффитами с прослоями туфов, буровато-коричневыми с лиловыми оттенками, изредка зеленовато-серыми и светло-серыми. Туфогенные песчаники разнозернистые, иногда с зернами гравия, средне- и крепкоцементированные, с косой слоистостью. Туфы и туффиты псаммитовые, витрокластические, основного состава. Пирокластический материал всех типов пород представлен обломками базальтов, базальтовой пузыристой лавы, шлаковых корок, вулканического стекла, нормально-осадочный — полевыми шпатами, кварцем, слюдами. В цементе — пепловый материал и продукты его изменения (глинистые минералы, хлорит и гидроокислы железа). Отмечен кальцит.

В верхней части (291—327 м) средняя пачка сложена туфогенными песчаниками с прослоями полимиктовых песчаников, красно-бурых и розовых с лиловыми оттенками, мелко- и среднезернистыми, изредка крупнозернистыми с зернами гравия и прослоями гравелита, средне- и слабоцементированными, с косой слоистостью. Терригенный нормально-осадочный материал представлен кварцем, калишпатами, с примесью биотита, вулканомиктовый — сильно измененными полуокатанными обломками эффузивных пород основного (базальты, базальтовая лава и др.) и среднего (андезиты, дациты) состава, пирокластический материал — обломками базальтов, андезитов, дацитов, ожелезненной лавы, девитрифицированного вулканического стекла. Цемент глинисто-хлоритовый, ожелезненный.

Верхняя пачка сохранилась от размыва только в скважине 13-с, где она залегает на глубине 191—213 м (мощность 22 м) и сложена в основном алевролитами пестроцветными, полевошпатово-кварцевыми и слюдисто-полевошпатово-кварцевыми, с примесью вулканогенного материала (частично переотложенного), представленного сильно измененными обломками основных эффузивных пород и вулканического стекла с цементом, сложенным продуктами раскристаллизации пеплового материала (хлорит, монтмориллонит и др.). Эта пачка имеет следующее строение:

205,0—213,0 м. Переслаивание алевролитов с различным содержанием глинистого и песчаного материала и мелкозернистых часто алевритовых песчаников. В верхней части (до глубины 208,5 м) породы желто-бурые, табачные, прослоями буровато-розовые, ниже лиловато-розовые. Алевролиты и песчаники слюдисто-полевошпатово-кварцевые, с примесью 5—15%

вулканогенного материала, видимо, в большинстве переложенного. Он представлен угловато-окатанными и полуокатанными обломками желто-бурого нацело девитрифицированного пелитизированного вулканического стекла. В отдельных прослоях алевролитов содержание этого материала значительно увеличивается (до 20—30%). Большая часть его в таких прослоях представлена почти неокатанными обломками. Это уже пирокластический материал, видимо, слабо «обтертый» в процессе седиментации в водной среде.

Кварц и полевые шпаты, слагающие основную массу обломочного материала, содержатся примерно в равных количествах. Их зерна в алевролитах угловатые, в песчаниках угловато-окатанные. Зерна кварца часто корродированы, для калишпатов, наоборот, более характерна регенерация.

Содержание слюды, представленной чешуйками хлоритизированного и ожелезненного биотита, очень изменчиво: от долей до 20%. Часто встречаются зерна рудных минералов.

Цемент пород в основном глинистый, в различной степени пропитанный гидроокислами железа. В верхней части подпачки имеются прослои разнозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников с карбонатным цементом.

196,5—205,0 м. Алевролиты пестроцветные (в основном коричневые и буровато-коричневые, полосами и пятнами светло-серые), мелкозернистые, глинистые, с прослоями крупнозернистых песчаных алевролитов, обычно с тонкой горизонтальной, реже пологой косою слоистостью, хорошо выраженной благодаря неравномерному распределению обломочной слюды.

Обломочный материал пород имеет слюдисто-полевошпатово-кварцевый состав. Кварц и полевой шпат содержатся примерно в одинаковом количестве. Их зерна угловатые, в различной степени корродированные. Полевые шпаты калиевые, плагиоклазы встречаются редко. Слюда, содержание которой в различных слоях колеблется от 3—5 до 20—30%, представлена параллельно ориентированными чешуйками гидратированного, ожелезненного, каолинизированного биотита. Иногда по нему развивается мусковит.

В виде небольшой примеси (доли — единицы процентов) присутствует вулканогенный материал, в основном, видимо, переложенный. Это угловато-окатанные и полуокатанные обломки почти нацело разложенных (пелитизированных) эффузивных пород бурого, желто-бурого цвета и угловатые, реже слабо окатанные обломки светло-зеленого девитрифицированного вулканического стекла. Довольно часто встречаются обломочные зерна рудных минералов. Из прозрачных акцессорных минералов встречены циркон, апатит, гранат, сфен, турмалин.

Глинистая часть пород, образующая базальный или поровый цемент, имеет тонкочешуйчатую, отчасти криптокристаллическую структуру и сложена в основном гидрослюдистыми минералами, которые в красноцветных разностях пород пропитаны гидроокислами железа. Имеется, видимо, небольшая примесь минералов из группы хлорита и монтмориллонита. Они образовались за счет разложения вулканогенного материала.

191,0—196,5 м. Алевриты буровато-коричневые, в различной степени глинистые, полевошпатово-кварцевые, с примесью от 5 до 30% вулканогенного материала, массивной текстуры. Зерна кварца и полевых шпатов угловатые, оскольчатые, реже угловато-окатанные. Обломочный кварц часто сильно корродирован. В небольшом количестве содержатся чешуйки слюды и зерна рудных минералов.

Вулканогенный материал представлен заметно окатанными, в меньшем количестве остроугольными, оскольчатыми обломками в значительной степени девитрифицированного, вторично измененного (хлоритизированного, ожелезненного) вулканического стекла желтого, буровато-желтого и бурого цвета, часто почти непрозрачного от сильного ожелезнения. Изредка встречаются обломки гиалобазальтов с бурой лимонитизированной основной массой. Видимо, большая часть вулканогенного материала переотложена или же претерпела некоторую обработку в процессе транспортировки и седиментации.

Описанный обломочный материал цементирован обильным оранжево-бурым железисто-глинистым цементом, значительная часть которого образовалась за счет разложения тонкого вулканогенного (пеплового или терригенного) материала. Глинистое вещество цемента имеет очень тонкую, субмикроскопическую чешуйчатую структуру. По составу цемент, видимо, хлорит-монтмориллонитовый. Чешуйчатые агрегаты образуют радиально-крустификационные каемки вокруг обломочных зерен, что свидетельствует об аутигенном происхождении глинистых минералов.

Туфогенно-осадочные образования района Минска—Узды

На территории, расположенной в районе Минска — Узды, отложения вулканогенной свиты вскрыты многочисленными скважинами, более 10 из которых прошли эти отложения на полную мощность (рис. 17). Этот район представляет собой восточный склон Белорусского массива. С юго-запада и юга он ограничивается Бобовнянским выступом, где верхнедокембрийские отложения отсутствуют вообще, на востоке и северо-востоке заходит в Оршанскую впадину.

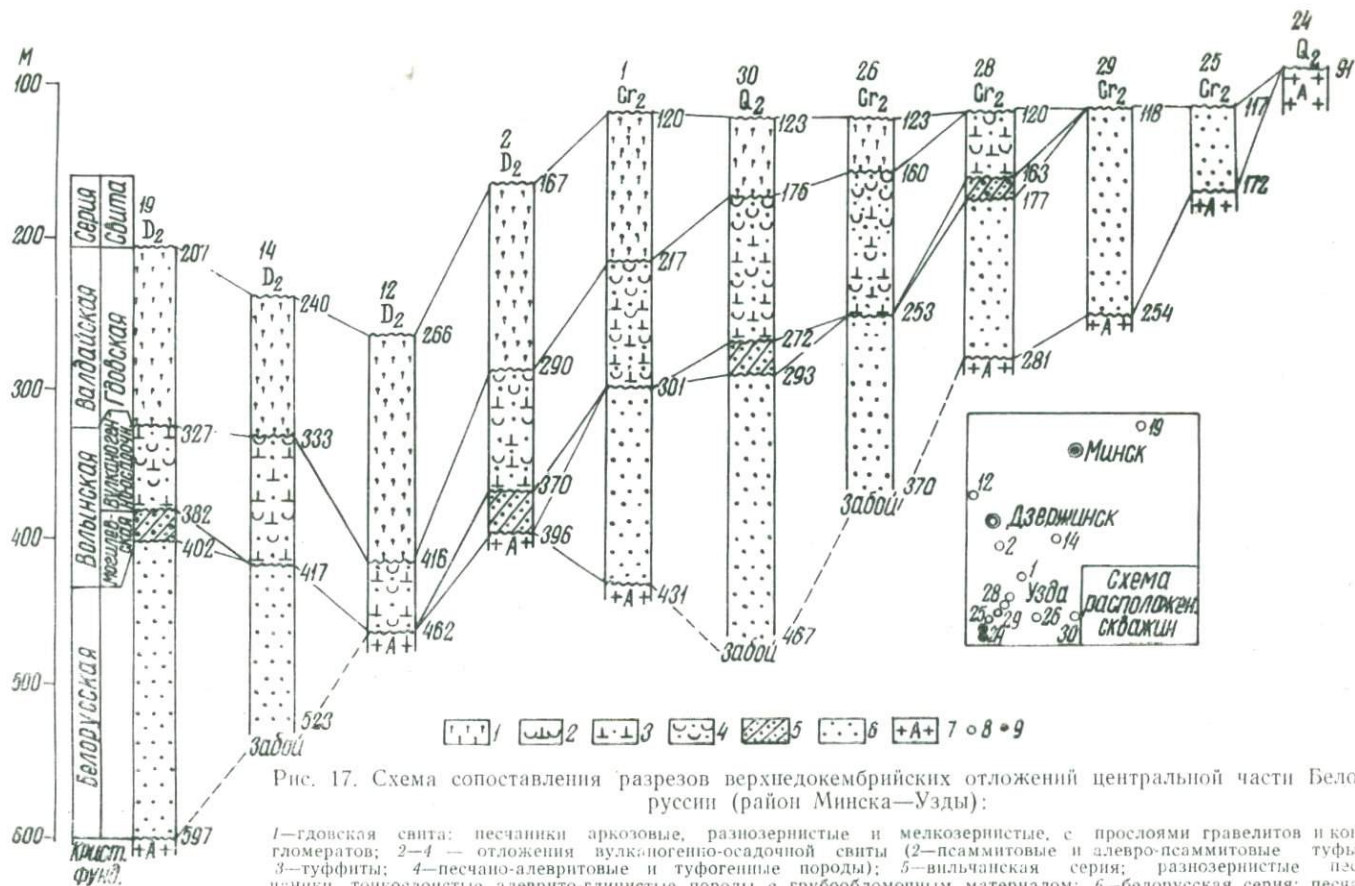


Рис. 17. Схема сопоставления разрезов верхнедокембрийских отложений центральной части Белоруссии (район Минска—Узды):

1—гдовская свита: песчаники аркозовые, разнозернистые и мелкозернистые, с прослоями гравелитов и конгломератов; 2—4 — отложения вулканогенно-осадочной свиты (2—псаммитовые и алевро-псаммитовые туфы; 3—туффиты; 4—песчано-алевритовые и туфогенные породы); 5—вильямская серия; 6—белорусская серия: песчаники, тонкослоистые алевро-глинистые породы с грубообломочным материалом; 7—белорусская серия: песчаники олигомиктовые мелкозернистые, часто алевроитовые, алевролиты, редко прослойки глины; 8—породы кристаллического фундамента; 9—скважины, вскрывшие отложения верхнего докембрия; 10—скважины, где эти отложения отсутствуют.

Вулканогенно-осадочная свита ложится здесь на различные стратиграфические горизонты более древних отложений: верхнего рифея и венда (белорусскую или вильчанскую серии), а в западной части района — непосредственно на кристаллический фундамент. Перекрывается она почти повсеместно гдовской свитой, которая с незначительными местными размывами залегает на отложениях вулканогенно-осадочной свиты. Лишь в узкой полосе вдоль северо-восточного склона Бобовнянского выступа кровлей свиты являются отложения верхнего мела (скважины 28, 31).

Глубина залегания вулканогенно-осадочной свиты увеличивается с юго-запада на север и северо-восток. Ее кровля встречена скважинами на глубинах от 114,4 м (скважина 31) до 416,0 м (скважина 12), подошва от 163,0 м (скважина 28) до 462 м (скважина 12).

Наибольшая мощность (80—100 м) туфоогенно-осадочных отложений установлена на участке, прилегающем к северо-восточному склону Бобовнянского выступа. В сторону выступа мощность свиты быстро уменьшается (за счет размыва) вплоть до полного выклинивания (скважины 23, 29, 32 и др.), на север и северо-восток уменьшается постепенно. Так, в Заславле (скважина 3777) она равна 34,4 м, в Минске — 50 м, в Городище Минского района (скважина 19) — 55,0 м, в Дукове — 63—73 м.

На участке максимальных мощностей (Дзержинск — Озеро — Узда — Хотляны) вулканогенно-осадочная свита имеет довольно отчетливое трехчленное строение. В ее составе визуально, по каротажу и по данным петрографического изучения пород выделяются три литологические пачки, сходные с описанными в районе Барановичей — Клецка — Ганцевичей. Однако эти разрезы имеют и свои особенности, главными из которых являются их значительно меньшая общая мощность, несколько иные соотношения мощностей отдельных пачек, значительно большая «разбавленность» туфоогенных пород терригенным материалом и вообще большая доля в разрезе нормально-осадочных пород.

Еще более отчетливо проявляются эти особенности в разрезах северной и северо-восточной частей описываемого района (скважины 12, 3774, 3777, Минск). Здесь заметно изменяются и литологические особенности отложений. В них преобладают туфоогенные песчано-алевритовые и алеврито-глинистые породы, а туффиты образуют лишь редкие прослои.

Размытые разрезы северо-восточного склона Бобовнянского выступа (скважины 28, 31) представлены лишь нижней и, возможно, частью средней пачки.

Один из наиболее полных разрезов вулканогенно-осадочной свиты вскрыт скважиной 30 (д. Хотляны Узденского райо-

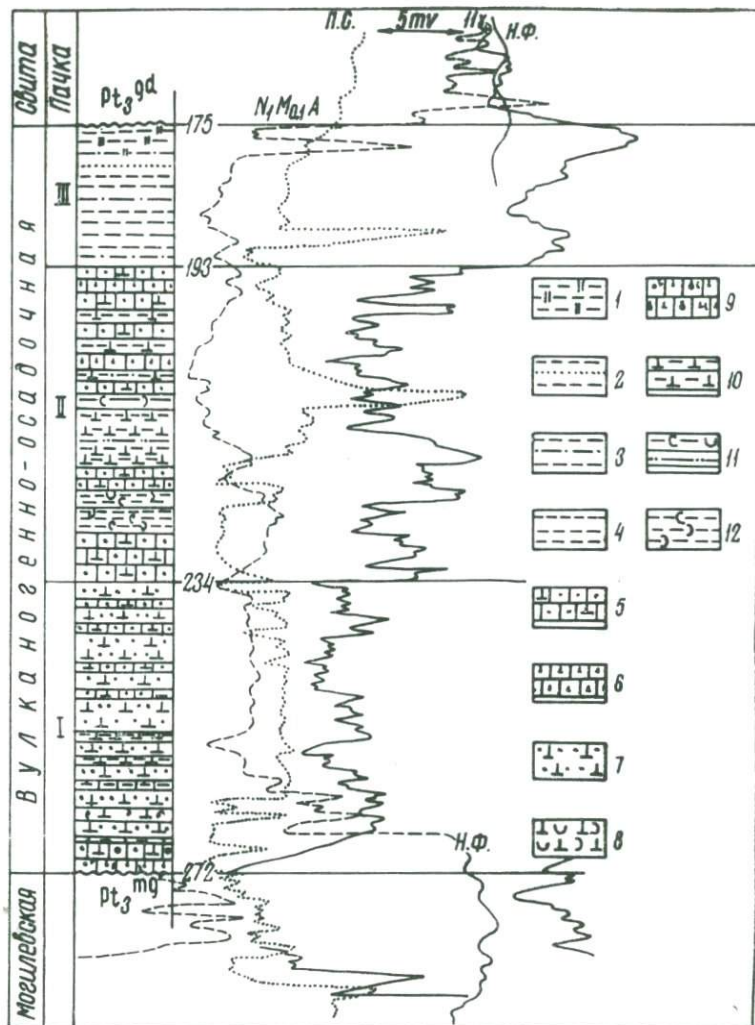


Рис. 18. Разрез вулканогенно-осадочной свиты скважины д. Хотляны:

1—алевролиты с доломитовым цементом; 2—алевролиты с прослоями песчаников; 3—алевролиты с прослоями песчаных алевролитов и алевролитовых песчаников; 4—алевролиты с прослоями глины; 5—туфогенные песчанники; 6—полимиктовые песчанники; 7—туффиты псаммитовые; 8—вулканические туфы основного состава; 9—полимиктовые песчанники с примесью пирокластического материала (преимущественно тонкого, в цементе); 10—туффиты алевролитовые; 11—глины туфогенные и песчаные; 12—туфогенные глинистые и песчаные алевролиты

на) (рис. 18). В этом разрезе верхнедокембрийская толща перекрывается непосредственно антропогенными отложениями. Скважина остановлена в нижней части разреза полесской серии. Отложения вендского комплекса залегают на глубине 123,0—293 м. Их мощность 170,0 м. Вендский комплекс представлен тремя его сериями: вильчанской (или могилевской) мощностью 21 м, волинской (97 м) и валдайской (52 м). Волинская серия представлена здесь только туфогенно-осадочной или ротайчицкой (по стратиграфической схеме авторов) свитой, валдайская серия — лишь гдовской свитой.

Кровля туфогенно-осадочной свиты в разрезе скважины 30 встречена на глубине 175,0 м. Граница с вышележащей гдовской свитой устанавливается по литологическим особенностям пород, данным каротажа и анализу цикличности отложений. В то время как верхняя часть туфогенно-осадочной свиты сложена в основном глинисто-алевритовыми нормально-осадочными породами с примесью вулканомиктового, а ниже туфогенного материала, низы гдовской свиты представлены разнозернистыми и мелкозернистыми аркозовыми песчаниками, в которых содержатся редкие окатанные обломки эффузивных пород, реже сильно разложившей (пелитизированной) лавы или вулканического стекла. Этим обусловлено значительное различие свойств пород, что находит свое отражение на каротажных кривых.

В разрезе туфогенно-осадочной свиты скважины 30 выделяются три литологические пачки, отличающиеся по набору, составу и структуре слагающих их пород. Эти пачки отчетливо отмечаются и на каротажных кривых.

Нижняя пачка (глубина 234—272 м, мощность 38 м) сложена псаммитовыми туффитами с прослоями туфов и туфогенных песчаников. В основании пачки залегает слой разнозернистых туфогенных и полимиктовых песчаников. Пачка имеет следующее строение:

268,0—272,0 м. Песчаники туфогенные, переходящие в полимиктовые (вулканомиктово-кварцево-полевошпатовые) с примесью тонкого пеплового материала в цементе, лиловато-коричневые и темно-лиловато-серые с зеленоватым оттенком, разнозернистые, содержащие до 3—5% мелкого гравия, среднесцементированные, с тонкочешуйчато-криптокристаллическим хлорито-глинистым цементом порового типа, в значительной части образовавшимся за счет разложения тонкого пеплового материала (обр. 59, 60).

Кварц и полевые шпаты являются главными обломочными минералами. Они содержатся примерно в равных количествах (в отдельных горизонтах, возможно, несколько преобладают полевые шпаты) и составляют от 65 до 75% обломочного материала. Полевые шпаты почти исключительно калиевые, часто

сильно пелитизированы. Размеры, форма и окатанность зерен самые различные: от неправильно-угловатых, оскольчатых до изометричных, почти окатанных. Встречаются редкие зерна сильно измененных плагиоклазов. В незначительном количестве (до 1%) спорадически содержится слюда. Она представлена чешуйками биотита как сравнительно свежего бурого цвета, так и гидратированного (зеленого цвета) и разложенного (аморфизированного ожелезненного). Оскольчатые, угловатые и полуокатанные обломки в различной степени раскристаллизованных эффузивных пород основного состава и базальтовой лавы, часто пузыристой, ожелезненной, составляют 20—30% алевро-псаммитовых фракций. Окатанные обломки разложены (пелитизированы). Они представляют собой переотложенный (вулканомиктовый) материал. В породах описываемого слоя содержится и более тонкий (алевро-пелитовый) туфогенный материал, представленный типичными пирокластами сильно разложенного вулканического стекла, продукты разложения которого совместно с терригенными глинистыми минералами образуют железисто-хлорито-глинистый цемент туфогенных песчаников.

Содержание рудных минералов колеблется от долей до 1—2%. Их зерна угловато-окатанные и неправильные. Представлены магнетитом, часто с поверхности окисленным, лейкоксенизированными титанистыми и бурыми железистыми минералами. Из аксессуарных минералов довольно часто встречается гранат, реже апатит, циркон.

В виде мелких зерен (0,2—0,3 мм) и агрегатов содержится карбонат (доломит или кальцит), который образует псевдоморфозы по обломкам полевых шпатов, иногда с реликтами последних. Изредка встречается аутигенный пирит.

Гравийный материал представлен обломками буровато-коричневой глины (уплощенно-округлой формы), гранитоидных и кварцитовидных пород, жильного кварца и полевых шпатов.

В подчиненном количестве среди вышеописанных разнозернистых песчаников встречаются мелкозернистые алевритовые туфогенные песчаники, по вещественному составу сходные с вышеописанными, но отличающиеся меньшим содержанием в них неокатанного вулканогенного (т. е. явно пирокластического) материала (до 5—10%) и значительно большим содержанием (до 7—10%) слюды (обр. 60а).

249,0—268,0 м. Туффиты, в отдельных прослоях (чаще в основании пачки) переходящие в туфы, лилово-серые, коричневато-лиловые, темно-лиловые с зеленовато-голубыми оттенками, псаммитовые и алевритовые, хорошо отсортированные (в них резко преобладает мелкопесчаная или крупно-алеврито-мелкопесчаная фракция), витро-лаво-литокластиче-

ские, лито-витрокластические, основного состава, плотные, крепкие, массивные (обр. 56, 57) и с тонкой, часто неясно выраженной полого-наклонной ($10-15^\circ$) слоистостью, обусловленной неравномерным распределением слюды и реже наличием тонких ($1-5$ мм) нерезких прослоек более грубого гранулометрического состава (в них содержатся обломки размерами до $1-2$ мм — обр. 58а, 59, 59а).

Пирокластический материал, частично окатанный в процессе переноса и седиментации, составляет от 60 до 80% обломочной части пород. Он представлен обломками в различной степени раскристаллизованной основной массы эффузивных пород, вулканического стекла и лавы основного состава. Соотношение этих компонентов в различных горизонтах и прослойках неодинаковое: в одних преобладают обломки эффузивных пород (витро- или лаво-литокластические туффиты), в других — стекла (лито-витрокластические туффиты и туфы). В этих туффитах и туфах часто содержатся тонкие ($1-5$ мм), обычно нерезкие прослойки, в составе пирокластического материала которых преобладают удлиненные обломки алевропелитовых туфов и рваные оскольчатые, неправильно-капельные пирокласты базальтовой лавы, часто пузыристой и сильно ожелезненной.

Обломки вулканических пород имеют неправильную форму и неровные, заливчатые края. Они сложены в различной степени измененными базальтами апоинтерсертальной, спилитовой и гналопилитовой структуры. Порфиновые выделения в этих породах почти не встречаются. Более или менее многочисленные различных размеров и ориентировки часто пересекающиеся микролиты (лейсты) желтоватого плагиоклаза погружены в девитрифицированный, хлоритизированный мезостазис с обильными точечными и пятнистыми выделениями рудных минералов. Нередко мезостазис представлен сплошной черной непрозрачной рудной массой, в которой резко преобладают бурые (в отраженном свете) гидроокислы железа. Встречаются также обломки эффузивных пород или девитрифицированной лавы, в которых наблюдается сферолито-радиолитовая или вариолитовая структура. В отдельных прослойках в туффитах содержатся в небольшом количестве заметно окатанные обломки вышеописанных эффузивных пород, видимо, переотложенные.

Вулканическое стекло представлено типичными (неправильно-оскольчатыми с острыми углами и рваными краями, клиновидными, рогульчатыми, вильчатыми, нитевидными) пирокластами. В основном оно девитрифицировано, хлоритизировано, частично разложено с образованием по нему глинистых минералов и гидроокислов железа, реже почти изотропное. Цвет от светло-зеленого и желтого до желто-бурого.

Нормально-осадочный материал, содержание которого колеблется от 25 до 40%, слюдисто-кварцево-полевошпатовый. Кварц и полевые шпаты содержатся примерно в равных количествах. Их зерна в основном угловатые, оскольчатые, реже угловато-окатанные и полуокатанные. Полевые шпаты представлены калиевыми разновидностями, обычно довольно свежими. Редко встречаются нацело каолинизированные обломки (псевдоморфозы каолинита с полевошпатовыми реликтами). Слюда, содержание которой в среднем не превышает долей процента и лишь в отдельных слоях достигает до 2—5%, представлена биотитом двух типов: 1) сравнительно крупными тонкими удлиненными чешуйками с неправильными ограничениями; 2) короткими утолщенными табличками с четко закругленными ограничениями. Биотит в различной степени гидратизирован и разложен (ожелезнен, каолинизирован), реже мусковитизирован.

Содержание рудных от 1—2 до 7—10%. В основном это различно окатанные обломочные зерна магнетита. Титанистые минералы представлены почти исключительно аутигенным лейкоксомом, который образует точечные и землистые агрегаты. Очень много бурых гидроокислов железа. Из аксессуарных минералов наиболее часто встречаются апатит, циркон, гранат.

Содержатся редкие мелкие (до 0,25 мм) кристаллы карбоната, представляющие собой псевдоморфозы по обломочным зернам полевых шпатов, иногда с реликтами последних.

Цемент порового типа, чешуйчато-криптокристаллический, глинисто-хлоритовый. Чешуйки светло-зеленоватого хлорита образуют тонкие каемки вокруг зерен, а поры между ними выполнены крипто- и микрокристаллической хлорито-глинистой массой светло-зеленоватого цвета. Видимо, цемент в значительной, если не в преобладающей, массе образовался за счет разложения и вторичных изменений туфогенного материала.

В виде прослоев и слоев мощностью от нескольких сантиметров до 1 м среди вышеописанных псаммитовых туффитов и туфов встречаются и пелито-алевритовые туффиты (обр. 56а, гл. 253,7 м; обр. 57а, гл. 258,0 м) и реже (один слой мощностью до 0,5 м на глубине 259,6—260 м, образец 58) — мелкозернистые алевритовые песчаники с вулканомиктово-полевошпатово-кварцевым обломочным материалом, в котором содержится до 5—10% непереотложенного вулканогенного (пирокластического) материала. В отдельных тонких (доли — единицы миллиметра) прослойках до 50—80% обломочного материала сложено зернами рудных и аксессуарных минералов (естественные шлихи).

Пелито-алевритовые туффиты темно-лиловато-коричневые, плотные, крепкие, с тонкой пологой косой слоистостью, витро-

кластические. Вулканогенный материал, слагающий 60—75% породы, мелкоалевритовый и пелитовый, сильно разложенный, девитрифицированный и ожелезненный, вследствие чего содержание и первичный облик (форма, состав) пирокластического материала несколько «завуалированы». При значительных увеличениях видно, что преобладающая масса пирокластического материала представлена оскольчатыми, удлинёнными, неправильными, каплевидными пирокластами в различной степени девитрифицированного, хлоритизированного и ожелезненного вулканического стекла. В небольшом количестве содержатся округлые полуокатанные обломки бурого стекла и редко эффузивной породы. Видимо, эта часть вулканогенного материала переотложена или претерпела более длительную транспортировку в процессе седиментации.

Нормально-осадочный материал, содержание которого равно 20—30%, представлен угловатыми и корродированными зёрнами кварца, калишпатов и мелкими чешуйками биотита, сильно разложенного, часто замещенного рудными минералами.

В значительном количестве (до 5—10%) содержатся рудные минералы в виде обломочных зёрен (магнетит, ильменит) и неправильных пятнистых и землстых новообразований (гидроксиды железа, лейкоксен). Видимо, часть рудных, а именно угловатые оскольчатые зёрна магнетита представляют собой пирокластический материал.

234,0—249,0 м. Туффиты и туфогенные песчаники, постепенно переходящие друг в друга, с тонкими (единицы миллиметров) нерезкими прослойками лавокластических туфов. Окраска пород лиловато-коричневая с зеленоватым и сиреневым оттенками, в отдельных неправильных полосах пятнистая зеленовато-серая. Туффиты, преобладающие в этом интервале, характеризуются псаммитовой и алевро-псаммитовой витрокластической структурой, пирокластическим материалом основного состава и косослоистой текстурой, часто почти не выраженной микроскопически. Слоистость обусловлена несколько неоднородным гранулометрическим составом различных слоёв (в пределах одного слоя породы отсортированы хорошо), неравномерным распределением пирокластического материала и параллельно-ориентированных чешуек слюды. Породы средне- и крепко сцементированные. В туффитах цемент порового типа, в туфогенных песчаниках — более обильный базально-поровый. Структура цемента микрочешуйчато-криптокристаллическая, состав хлорито-глинистый. Значительная часть цемента образовалась за счёт разложения туфогенного материала.

Туффиты псаммитовые, витро-литокластические (обр. 55, гл. 248,7 м, обр. 55^а, гл. 249 м), хорошо отсортированные. Пре-

обладающие размеры обломков — 0,1—0,2 мм, максимальные — 0,35 мм.

Вулканогенный материал слагает 50—70% обломочного материала. В его составе преобладают неправильно-угловатые обломки с неровными краями эффузивных пород основного состава. Структура этих пород апоинтерсертальная, спилитовая, гналопилитовая, сферолито-радиолитовая. В шлифе они имеют желтый, буровато-желтый и зеленовато-бурый цвет и состоят из лейст плагиоклаза различных размеров и ориентировки, сцементированных полностью девитрифицированным хлоритизированным мезостазисом с обильными точечными пятнистыми выделениями рудных минералов. Иногда мезостазис представлен черным непрозрачным рудным веществом. В подчиненном количестве содержатся заметно окатанные обломки этих же пород, однако более измененные (пелитизированные). Видимо, они уже относятся к терригенным обломкам. Витрокластический материал представлен обломками бурою, желтого, зеленого и бесцветного, как правило, нацело девитрифицированного, хлоритизированного и ожелезненного вулканического стекла. Встречаются также удлиненно-оскольчатые, неправильно-каплевидные обломки базальтовой лавы.

Нормально-осадочный материал представлен кварцем, полевыми шпатами, слюдой и обломками пород. Полевые шпаты и кварц составляют 20—30% обломочного материала. Их содержание примерно одинаковое. Зерна этих минералов угловатые, оскольчатые, клиновидные, реже в различной степени окатанные. Слюда, содержащаяся в количестве 3—5%, а в тонких прослойках до 10—15%, представлена удлиненными деформированными чешуйками, реже короткими табличками с закругленными ограничениями биотита, в различной степени гидратизированного и ожелезненного, часто разложенного в бурюю непрозрачную железисто-глинистую массу.

В небольшом количестве (1—5%) в отдельных прослойках содержатся неправильные обломки бурых, сильно ожелезненных полупрозрачных глинистых и алевроито-глинистых туфогенных пород.

Рудные минералы (2—3%) представлены полуокатанными зернами магнетита и неправильными агрегатами гидроокислов железа, титанистых минералов и пирита. Последний, видимо, аутигенный. Из аксессуарных минералов встречаются апатит, гранат, циркон.

Алевро-псаммитовые туффиты отличаются от вышеописанных, как правило, несколько большим содержанием витрокластического материала и слюды. Кроме того, в них часто содержатся тонкие прослойки лавокластических туффитов и туфов (обр. 53, гл. 237,7 м). Обломки базальтовой лавы в них обычно имеют удлиненно-оскольчатую, неправильно-каплевидную фор-

му, неровные, рваные края, пятнистую бурую окраску и часто мелкопузыристую текстуру. Лава полностью девитрифицирована и замещена бесцветным сапонитоподобным глинистым минералом и гидроокислами железа, которые концентрируются отчасти в пузырьках, а также образуют неправильно-пятнистые скопления.

Туфогенные песчаники (обр. 53^а, гл. 238,6 м; обр. 53^б, гл. 241 м; обр. 54, гл. 246 м) мелкозернистые, хорошо отсортированные (преобладают обломки 0,1—0,20 мм, максимальные размеры 0,25—0,3 мм), содержащие от 20 до 30% пирокластического материала и примерно столько же в различной степени окатанных обломков эффузивных пород, которые, видимо, относятся к терригенной части пород. По составу и структуре вулканогенный материал аналогичен пирокластике туффитов, поэтому часто бывает затруднительно определить принадлежность породы к туффиту или туфогенному песчанику, тем более, что они часто образуют постепенные переходы друг в друга. Остальные примерно 50% обломочного материала сложены угловатыми, угловато-окатанными зернами кварца и калишпатов, содержание которых примерно одинаково. В незначительном количестве содержатся биотит, рудные минералы (магнетит, титаномagnetит, гидроокислы железа, пирит), акцессорные минералы (гранат, апатит, циркон).

Средняя пачка (глубина 193,0—234,0 м, мощность 41 м) в своей нижней части (24 м) сложена чередующимися между собой слоями туфогенных песчаников, алевритовых туффитов и туфогенных алеврито-глинистых пород. В верхней части (17 м) преобладают кварцево-полевошпатово-вулканомиктовые в различной степени туфогенные песчаники, часто алевритовые, с прослоями песчаных алевролитов. Содержание вулканомиктового материала колеблется от 10 до 60%, пирокластического — от 0 до 20—30%. Эта пачка имеет следующее строение:

227,7—234,0 м. Туфогенные песчаники (обр. 51, гл. 230,4 м; обр. 51^а, гл. 232 м) темно-лиловато-коричневые, среднесцементированные, массивной и неясно-слоистой текстуры, мелкозернистые, хорошо отсортированные, кварцево-полевошпатово-вулканомиктовые, содержащие 1—3% слюды и доли процента рудных минералов. Вулканомиктовый и пирокластический материал составляют примерно 40—50% обломочной части породы. Установить точно содержание того и другого в отдельности затруднительно, так как окатанность обломков самая различная: от полуокатанных, сложенных сильно измененными (пелитизированными) эффузивными породами до остроугольных и неправильных, с рваными краями осколков вулканического стекла и лавы. Первые, несомненно, относятся к терригенному материалу, вторые представляют собой типичные пирокласты.

Установить же принадлежность к пирокластическому материалу промежуточных по форме и окатанности обломков почти невозможно.

Преобладающая часть вулканогенного материала представлена обломками в различной степени раскристаллизованных и измененных эффузивных пород основного состава, в большинстве из которых еще видна первичная гиалопилитовая и спилитовидная (аноинтерсертальная) структура. Реже встречаются обломки со сферолито-радиолитовой и микроаллотриоморфнозернистой структурой. В подчиненном количестве содержатся обломки бурой от ожелезнения, иногда пузыристой разложившей базальтовой лавы, светло-зеленого хлоритизированного вулканического стекла и сильно ожелезненных пепловых туфов и туффитов.

Кварц и полевые шпаты (почти исключительно калиевые) содержатся примерно в равных количествах и слагают от 50 до 60% обломочного материала. Их зерна угловатые, угловато-окатанные, нередко оскольчатые, остроугольные. Отмечены единичные зерна плагиоклаза.

Слюда представлена тонкими удлиненными, часто деформированными и раздутыми чешуйками биотита, в различной степени гидратизированного и разложившего (замещенного бурой и непрозрачной глинисто-железистой массой). Встречаются отдельные чешуйки мусковита.

Рудные минералы содержатся преимущественно в виде угловатых и полуокатанных зерен (магнетит, ильменит, редко пирит) и реже — землистых агрегатов и псевдоморфоз гидрокислов железа по слюдам и обломкам лавы и базальтов. Акцессорные минералы представлены редкими зернами граната, апатита, циркона, лейкоксенизированного сфена.

Цемент порового типа, чешуйчато-криптокристаллический, хлоритово-глинистый. В нем содержатся единичные мелкие зерна и агрегаты карбоната, который иногда развивается и по обломочным полевым шпатам.

224,5—227,7 м. Переслаивание алевролитов крупнозернистых песчаных и песчаных, песчаников мелкозернистых алевритовых, хорошо отсортированных, в различной степени туфогенных и глинистых туфогенных алевролитов, переходящих в туфогенную алевритовую глину.

Алевролиты крупнозернистые песчаные и песчаные (обр. 50^в, гл. 225,0 м; обр. 50^д, гл. 227,5 м) темно- и буровато-коричневые, полосами (от 2 до 10 см) и пятнами зеленовато-серые, с хорошо выраженной косой и неясной горизонтальной слоистостью, средне- и крепкосцементированные. Алевролиты хорошо отсортированы: в них резко преобладает крупноалевритовая (0,5—0,1 мм) фракция, максимальные размеры зерен 0,15 мм. Обломочный материал слюдисто-полевошпатово-квар-

цевый с примесью от 5 до 25% в различных прослойках вулканогенного материала.

Зерна кварца и полевых шпатов (почти исключительно калиевых) угловатые, угловато-окатанные, заметно корродированные. Содержание кварца 35—40%, калишпатов — около 30%. Большая часть вулканогенного материала представлена полуокатанными обломками сильно разложенных (пелитизированных) эффузивных пород или вулканического стекла, в которых изредка сохранилась первичная микролитовая структура. В меньшем количестве содержатся угловатые и слабо окатанные осколки светло-зеленого хлоритизированного стекла. В отдельных прослойках мощностью от долей до нескольких миллиметров содержится значительное количество (до 30—40%) тонкого вулканического пепла, который служит цементом для более грубого (алевритового) терригенного материала. Слюда, содержание которой колеблется от 3—5 до 10—15% в различных прослойках, представлена чешуйками гидратизированного, реже глинизированного биотита и отдельными чешуйками мусковита. Рудные минералы (лейкоксенизированные титанистые, реже бурые железистые минералы и магнетит) отмечены в редких зернах. Довольно часто встречаются неправильные зерна пирита, видимо, аутигенного. Акцессорные минералы: апатит, гранат, циркон, реже сфен, турмалин, роговая обманка (?). Цемент контактово-порового типа, чешуйчато-криптокристаллический, хлоритово-глинистый.

Песчаники мелкозернистые, алевритовые (обр. 50^б, гл. 224,5 м), в тонких прослойках переходящие в песчаные алевриты, темно-лилово-коричневые, среднесцементированные, очень хорошо отсортированные; преобладают зерна размерами 0,05—0,13 мм, максимальные размеры зерен 0,16 мм. Песчаники кварцево-полевошпатово-вулканомиктовые с примесью (от 5 до 15%) пирокластоморфного и слабо окатанного (видимо, в процессе седиментации) туфогенного материала.

Вулканогенный материал, составляющий от 30 до 40% обломочной части породы, представлен в различной степени окатанными обломками измененного вулканического стекла и эффузивных пород основного состава. Кварц и полевые шпаты содержатся примерно в равных количествах (в сумме от 50 до 60%), обычно в виде угловато-окатанных и угловатых зерен. В значительном количестве (в среднем не менее 5%, а в отдельных прослойках до 10—15%) содержатся рудные (полуокатанные, реже угловатые зерна и неправильные агрегаты). В основном это магнетит (на 70—80%), в меньшем количестве — бурые железистые и лейкоксенизированные титанистые минералы.

Слюда представлена мелкими чешуйками гидратизированного биотита. Акцессорные минералы и цемент аналогичны

описанным в образцах 50^в, 50^д. В виде редкой вкрапленности встречается карбонат.

Туфогенные алевриты глинистые, переходящие в туфогенную алевритовую глину (обр. 50^г, гл. 227 м), буровато-коричневые, со значительным содержанием параллельно ориентированных чешуек слюды, крепкие.

Разнозернистый алевритовый материал составляет 45—55% породы. Он представлен угловатыми обломками и сильно корродированными реликтами девитрифицированного разложившегося вулканического стекла, зернами полевых шпатов, реже — кварца, чешуйками сильно разложившегося биотита и неправильно-угловатыми зернами рудных минералов (в основном магнетита). Цементирующая глинистая масса имеет чешуйчато-криптокристаллическую структуру, желто- и темно-бурая в проходящем свете. Она, видимо, представляет собой пропитанную гидроокислами железа смесь глинистых минералов и разложившихся тонких чешуек слюды и пеплового материала.

222,0—224,5 м. Алевролиты коричневато-бурые, редкими полосками шириной до 1 см, сероцветные, мелкозернистые, глинистые, слабо туфогенные, плотные, крепкие, с темно- и микрослоистой (параллельной и косо-волнистой) текстурой. В них содержатся прослойки (1—3 см) более темной алевритовой глины (обр. 50, гл. 223—224 м; обр. 50^а, гл. 224—224,5 м).

Обломочный материал представлен угловатыми, часто оскольчатыми зернами кварца (20—30%), калиевых полевых шпатов (15—25%), чешуйками гидратизированного и оже-лезненного биотита (10—25%), угловатыми неправильными и полуокатанными обломками девитрифицированного сильно разложившегося вулканического стекла (около 30%) и рудных минералов (до 5%). Часть обломков стекла (полуокатанные, обычно более крупные), видимо, перетолжена. Мелкие неправильные, угловатые обломки представляют собой пирокластический (пепловый) материал.

Цемент порово-базальный, желтовато-бурый, пятнами зеленоватый, неясной чешуйчато-криптокристаллической структуры, хлорито-глинистый, в основном, видимо, представляющий собой разложившийся, хлоритизированный тонкий пепловый материал, пропитанный гидроокислами железа.

219,0—222,0 м. Туфогенные песчаники (обр. 49^б) пятнисто-полосчатой (серо-зеленой и коричневато-бурой) окраски, мелкозернистые, алевритистые, массивные и со слабо выраженной кривопрерывистой слоистостью, среднесцементированные. Обломочный материал сложен полевыми шпатами, кварцем, обломками туфогенных пород. Соотношение этих компонентов в различных прослойках значительно изменяется.

Обломки пород, содержание которых колеблется от 15—20 до 50—60%, представлены желто-бурыми, темно-бурыми алевро-пелитовыми туффитами. В небольшом количестве (до 10%) содержатся угловато-окатанные обломки разложенных (пелитизированных) эффузивных пород и, возможно, вулканического стекла. Кварц и полевые шпаты, содержащиеся примерно в равных количествах, составляют в различных прослойках от 15—20 до 50—60% обломочного материала. Их зерна угловато-окатанные, угловатые, часто корродированные.

Пирокластический материал представлен в основном тонким вулканическим пеплом. Часть обломков пород, судя по их форме, также представляет собой пирокластику. Цемент поровый, базальный, чешуйчатый, хлорито-глинистый.

211,5—219,0 м. Туффиты темно-коричневато-бурые, со слабыми лиловатыми оттенками, реже пятнистой (серо-зеленой и буровато-коричневой) окраски, алевритовые, хорошо отсортированные (резко преобладает крупноалевритовая фракция, максимальные размеры обломков 0,12—0,13 мм), витрокластические, иногда (в тонких прослоях) лито-витрокластические, основного состава (обр. 48^а, гл. 218 м; обр. 49, гл. 218 м; обр. 49^а, гл. 219 м). В отдельных горизонтах они переходят в алевро-псаммитовые туффиты и вулканомиктовые туфогенные песчаники (обр. 48^б, гл. 217,9 м) и редко — в туфы. Содержание туфогенного материала колеблется от 50 до 75%, нормально осадочного — 25—50%.

Туфогенный материал представлен в основном пирокластоморфными (угловатыми, оскольчатыми, клиновидными, рогульчатыми, неправильно-изометричными с рваными краями и т. п.) обломками вулканического стекла, в проходящем свете бесцветного, желтого, бурого, темно-бурого и почти непрозрачного, реже светло-зеленого, от почти изотропного до нацело девитрифицированного, в различной степени ожелезненного. В небольшом количестве содержатся обломки непрозрачной и полупрозрачной оранжево-бурой лавы, сильно измененных эффузивных пород основного состава и глинистых туфогенных пород. Среди этой явной пирокластики часто встречается вулканомиктовый материал.

Нормально-осадочный материал сложен угловатыми, оскольчатыми и в различной степени окатанными зернами кварца, калишпатов, редко плагиоклаза, мелкими чешуйками гидратизированного и разложенного (ожелезненного) биотита, распределенного в породе весьма неравномерно — от долей процента до 5%. В значительном количестве (5—20%) содержатся рудные минералы (магнетит, бурые железистые и лейкоксенизированные титанистые минералы). Цемент порового типа, переходящий в базальный, чешуйчато-криптокристаллический, хлорито-глинистый, в красноцветных породах заметно

ожелезненный. Видимо, в значительной, если не в большей, части цемент образовался за счет разложения пеплового материала.

В верхней части пачки (211,5—214,5 м) породы имеют более грубый гранулометрический состав (алевроитовые мелкозернистые песчаники, песчаные алевролиты). Содержание пирокластического материала в них заметно уменьшается. Кроме того, здесь встречаются прослой мощностью от 7 до 50 см серо-зеленых песчано-алевроито-глинистых туфогенных пород с мелким гравием (обр. 48, гл. 214—215 м). Песчано-гравийный материал в этих породах в основном представлен различно окатанными удлинеными, реже округлыми обломками тонкой светло-зеленой глины. В шлифе эти обломки сливаются с цементирующей глинистой массой сходного состава и структуры.

209,5—211,5 м. Глина алевритистая, туфогенная, темно-коричневая, неслоистая, мелкобрекчиевидной текстуры (обр. 47^б). Основная глинистая масса в шлифе однородная, бурого цвета, интенсивно пропитанная гидроокислами железа. Алевроитовый материал, содержание которого равно 20—30%, представлен мелкими (0,01—0,05 мм) угловато-оскольчатými и корродированными зернами кварца и полевых шпатов, тонкими, полуразложившимися, сливающимися с основной глинистой массой чешуйками измененной и разложившейся слюды, зернами рудных минералов.

193,0—209,5 м. Нерезкое переслаивание туфогенных и полимиктовых песчаников и песчаных алевролитов. Породы в основном красноцветные (коричневые с лиловым оттенком), в отдельных прослоях сероцветные и полосчато-пятнистые, слоистые, реже массивные, средне- и крепкоцементированные.

Туфогенные песчаники преимущественно мелкозернистые, с примесью до 10—15% более крупных фракций (обр. 45^а, гл. 202,5 м; обр. 47^а, гл. 210,5 м), часто алевритовые (обр. 44, гл. 194,5 м; обр. 44^в, гл. 197,8 м), иногда разнозернистые (обр. 44^б, гл. 197 м). В отдельных тонких (1—10 мм) прослойках породы резко разнозернистые, с мелким гравием и значительно большим содержанием пирокластического пеплового материала. В таких прослойках содержится большое количество (50—70%) удлинённых, линзовидных и неправильных обломков темно-коричневых алевро-пелитовых туффитов и туфогенных алевритовых глин. Эти обломки цементируются сильно ожелезненным разложившимся пепловым цементом. Породы таких прослоек, видимо, следует относить к петрокластическим туффитам.

Общее содержание вулканогенного материала в туфогенных песчаниках данного слоя колеблется от 20 до 50%. Некоторая часть его, а именно полуокатанные и угловато-окатан-

ные обломки различно раскристаллизованных заметно разложившихся эффузивных пород основного состава и реже девитрифицированного вулканического стекла представляют собой терригенный материал. Собственно туфогенная часть песчаников сложена в основном тонким (пелитово-алевритовым) витрокластическим материалом, вулканическим пеплом, сильно измененным и разложившимся, который вместе с гидроокислами железа и глинистыми минералами (в значительной степени, видимо, вторичными) образует их цемент. В небольшом количестве (не более 5—10%) содержатся и более крупные витрокластические обломки базальтовой лавы, тонкообломочных туфогенных пород и вулканического стекла.

Кварц и полевые шпаты, содержащиеся примерно в равных количествах, составляют от 40 до 60% обломочного материала, а в петрокластических прослойках 10—20%. Их зерна угловатые, угловато-окатанные, реже полуокатанные. Среди полевых шпатов в основном калиевые разновидности, плагиоклаз встречается в единичных зернах.

Слюда, содержащаяся в количестве 1—7%, представлена разложившимися чешуйками гидратизированного, ожелезненно-го и реже мусковитизированного биотита.

Из рудных минералов (2—3%) больше всего магнетита и бурых железистых минералов. Последние, видимо, преимущественно аутигенные и образовались по обломкам вулканических пород и по биотиту. В незначительном количестве содержатся лейкоксенизированные титанистые минералы. Из акцессорных минералов отмечены редкие и единичные зерна апатита, граната, циркона, сфена, минералов группы эпидота-цоизита, турмалина.

Из вторичных минералов часто встречаются зерна карбоната, развивающегося по полевым шпатам, и чешуйки мусковита — по кварцу, плагиоклазам, биотиту.

Туфогенные алевриты слюдино-полевошпатово-кварцево-вулканомиктовые, массивные (обр. 43^б, гл. 193,5 м) и со слабо выраженной сланцеватой текстурой (обр. 45, гл. 201,8 м), хорошо отсортированные (преобладающие размеры обломков 0,02—0,08 мм, максимальные — 0,15 мм) и песчаные (примесь мелкопесчаной фракции 10—15%). Состав обломочного материала следующий: вулканомиктовый — 20—30%, пирокластический — 10—20%, кварц и полевой шпат, содержащиеся примерно в равных количествах, — 40—60%, слюда — 3—10%, рудные минералы — до 5%

Вулканомиктовый материал представлен различно окатанными обломками эффузивных пород и вулканического стекла, а туфогенный — тонким вулканическим пеплом. Весь этот материал полностью девитрифицирован и в незначительной степени разложен. По нему развиваются различные глинистые

минералы и обильные гидроокислы железа, которые образуют основную массу цемента.

Песчаники вулканомиктово-кварцево-полевошпатовые с незначительной примесью слюды, мелкозернистые с примесью от 5 до 20% более крупных фракций (обр. 44^а, гл. 196,5 м; обр. 47, гл. 209 м — сероцветные) и алевритовые (обр. 43^а, гл. 193 м — красноцветные).

Состав обломочного материала следующий: полевые шпаты — 40—45%, кварц — 35—40, вулканомиктовые обломки — от 10 до 25, слюда — от 1 до 3%. Зерна кварца и полевых шпатов угловатые и угловато-окатанные, часто корродированные. Полевые шпаты калиевые, свежие и в различной степени пелитизированные. Плагиоклазы встречаются очень редко.

Вулканомиктовый материал представлен полуокатанными, угловато-окатанными, реже угловатыми обломками различно раскристаллизованных и измененных эффузивных пород и лавы основного состава и отчасти, видимо, более кислого состава. Структура пород в обломках самая различная: спилитоподобная, гиалопилитовая, сферолито-радиолитовая, микроаллотриоморфная. Изредка встречается хлоритизированное и глинизированное стекло.

Содержание рудных минералов (магнетит, лейкоксенизированные титанистые минералы, гидроокислы железа и др.) не превышает 1%. Из аксессуарных минералов встречаются циркон, гранат, апатит, сфен, турмалин.

В виде мелких кристаллов и их агрегатов в светло-серых песчаниках содержится карбонат (доломит), развивающийся как по цементу, так и по обломочным зернам полевых шпатов.

Цемент порового и контактово-порового типа. Он сложен тонкочешуйчатыми глинистыми минералами (гидрослюда и монтмориллонит), в красноцветных песчаниках пропитанными гидроокислами железа.

Верхняя пачка (глубина 175,0—193,0 м, мощность 18,0 м) сложена алевролитами, в различной степени глинистыми и песчаными, с частыми тонкими прослоями и линзами мелкозернистых, реже разномзернистых песчаников и глин. Породы преимущественно красноцветные (бурые, с коричневыми, красноватыми, розовыми, табачными, лиловыми оттенками), частыми полосами и пятнами пестроцветные и сероцветные (серые с зеленым, розовым, лиловатым оттенками), крепко- и среднесцементированные. Текстуры в основном тонко- и микрослоистые. Слоистость горизонтальная, косая, косоволнистая, чередующаяся часто в тонких (1—2 см) сериях. Она обусловлена неравномерным распределением слюды и несколько неоднородным гранулометрическим составом пород. Ниже приводится петрографическая характеристика пород, слагающих эту пачку.

Алевролиты слюдисто-полевошпатово-кварцевые (обр. 40, 41, 41^а, в. гл. 186,4 м; обр. 42^а, гл. 187,0 м), песчаники полевошпатово-кварцевые (обр. 40^а, гл. 187 м; обр. 40^б, гл. 180,0 м), часто слюдистые (обр. 42^в, гл. 189,7 м; обр. 43, гл. 190,7 м) с незначительной примесью вулканомиктового материала. В остальном породы почти аналогичны.

Кварц и полевые шпаты (последние представлены почти исключительно калишпатами) содержатся примерно в равных количествах. Их зерна в алевролитах угловатые, значительно реже угловато-окатанные, в песчаниках угловатые и угловато-скатанные, редко полуокатанные. Обломочный материал, в особенности кварц, в значительной степени корродирован, причем наиболее сильно в алевролитах и породах с карбонатным цементом (обр. 40, 40а, 40б). Изредка наблюдается регенерация полевых шпатов (обр. 40а).

Содержание слюды очень изменчиво: от долей процента до 20—30% в различных слоях. Она представлена параллельно ориентированными деформированными чешуйками биотита; в одних образцах преимущественно разложенного и ожелезненного, в других — гидратизированного, реже частично каолированного. Нередко по биотиту развивается мусковит.

Вулканомиктовый материал, содержание которого весьма непостоянно в различных образцах (от единичных зерен до 5—7%), сложен полуокатанными обломками алеврито-песчаной размерности ожелезненных, выветрелых базальтов с первичной спилитовой и гиалопилитовой структурой и реже девитрифицированного, вторично измененного вулканического стекла.

Рудные минералы представлены магнетитом (80—90%), бурыми железистыми и лейкоксенизированными титанистыми минералами. Их содержание обычно не превышает долей процента. В отдельных образцах оно повышается до 0,5—3% (обр. 40б, 42в).

Из аксессуарных минералов повсеместно и наиболее часто встречаются циркон, сфен, нередко лейкоксенизированный, реже и спорадически турмалин, апатит, гранат, ксенотим. В отдельных образцах (обр. 41а) встречаются редкие зерна пирита, причем как в сероцветных (обр. 41а), так и красноцветных породах (обр. 40).

Цемент, составляющий от 25 до 60% пород в различных слоях, порового, порово-базального типа, микрочешуйчатой, микрочешуйчато-криптористаллической структуры, глинистый в различной степени и неравномерно (полосами и пятнами) ожелезненный, чем и обусловлена пестроцветность пород.

В верхней части пачки (глубина 174,8—179 м) интенсивно развит вторичный карбонат (доломит, сидерит или ферридоломит), составляющий от 5 до 20% объема пород. Он замеща-

ет первичный глинистый цемент, интенсивно корродируя обломочный материал. При этом образуются отдельные пятна и сплошные участки коррозионного доломитового цемента базального типа мелко- и микрокристаллической структуры, а также сферолиты сидерита. В глинистых прослойках доломит образует более редкую мелкую вкрапленность.

Глины, встречающиеся в виде тонких прослоев (обр. 426, гл. 188,7 м), светло-серо-зеленого цвета, массивной текстуры, алевро-пелитовой структуры. Основная глинистая масса породы зеленовато-серая в проходящем свете, крупночешуйчатой структуры, с редкими порфиробластами размерами до 0,5 мм, тонкочешуйчатой структуры, почти бесцветными, с очень низким показателем преломления. Видимо, эти порфиробласты представляют собой нацело измененные обломки вулканического стекла.

Алевритовый материал составляет около 30—35% пород и представлен угловатыми и корродированными зернами кварца и калишпатов (около 20%), чешуйками (в преобладающей массе разложенными, с неясными ограничениями) гидратизированной слюды. Переход между мелкими чешуйками слюды и глинистой массой постепенный, что затрудняет определение их содержания. В незначительном количестве содержатся зерна рудных (в основном титанистых, реже магнетита) и акцессорных (циркона, апатита, сфена) минералов. Отмечены редкие округлые обломки сильно измененной эффузивной породы спилитовой структуры.

Туфогенно-осадочные образования Микашевичско-Житковичского выступа

Отложения вулканогенно-осадочной свиты сохранились лишь на склонах выступа (рис. 19). Далее они переходят в Туровскую и Копаткевичскую депрессии, а также на Полескую седловину. Эти отложения вскрыты скважинами на юго-западном (скв. 31, 49), северном (скв. 080) и северо-восточном (скв. 384) склонах выступа, где они сильно размыты и имеют незначительную мощность (18—42 м). Подстилающими отложениями являются песчаники и алевролиты пинской свиты, кровлей служат глауконито-кварцевые пески палеогена. Глубина залегания кровли свиты колеблется от 28 до 68 м. Так как все известные здесь разрезы вулканогенно-осадочной свиты неполные из-за сильного ее размыва, в ней не выделяются литологически индивидуализированные пачки. В свите преобладают базальтовые туфы и туффиты псаммитовой и алевро-псаммитовой структуры. В основании ее прослеживается слой туфогенных преимущественно песчаных пород. Ниже приводится краткая литологическая характеристика разреза скважины 080.

85—86 м. Туфогенный песчаник пятнистой лиловато-коричневой и зеленовато-серой окраски, разнозернистый, переходящий в алевро-псаммитовый туффит. Терригенный полевошпатово-кварцевый материал, содержание которого очень изменчиво, представлен песчаными фракциями различной размерности. Он сцементирован более тонким сильно оже-лезненным пелито-алевритовым туфогенным материалом

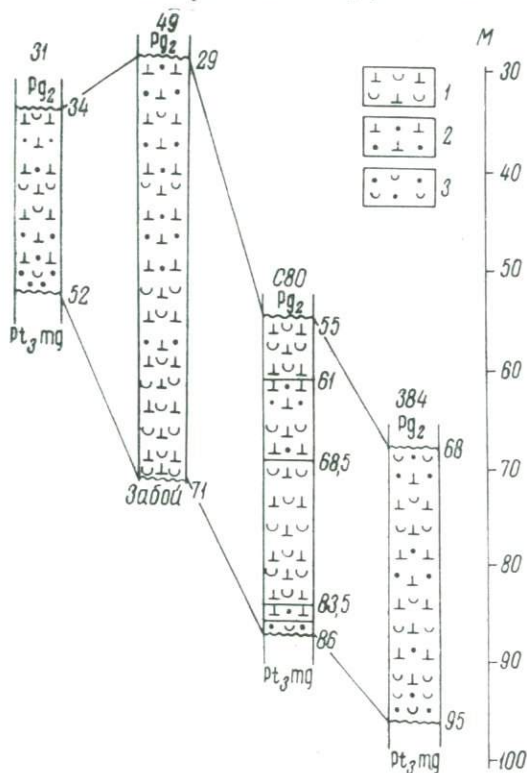


Рис. 19. Разрез вулканогенно-осадочной свиты на склонах Микашевичского выступа:

1—базальтовые туфы псаммитовой структуры; 2—туффиты; 3—туфогенные обломочные породы (разнозернистые и мелкозернистые песчаники, алевролиты)

основного состава. В небольшом количестве содержатся более крупные неправильные осколки базальтовой лавы.

83,5—85,0 м. Туффиты алевритовые и алевро-пелитовые, основного состава, переходящие в аналогичные по структуре и составу туфы. Цвет пород буровато- и лиловато-коричневый. Кроме резко преобладающего туфогенного материала, представленного очень характерными неправильно-оскольчатými

пирокластами сильно разложенной, ожелезненной базальтовой лавы, в подчиненном количестве в породах содержатся чешуйки биотита и угловатые зерна кварца и полевого шпата.

68,5—83,5 м. Базальтовые туфы темно-лиловые, часто с коричневым и зеленоватым оттенками, псаммитовые и алевропсаммитовые, в единичных слоях мощностью до 1—1,5 м пелито-алевритовые, лавокластические, хорошо отсортированные, грубослоистые, в пределах слоев массивной текстуры, разбитые многочисленными круто падающими трещинами с зеркалами скольжения по ним. Породы в основном состоят из неправильно-оскольчатых рваных обломков светло-коричневой пузыристой первично стекловатой базальтовой лавы с обильными выделениями в виде пятен и каемок непрозрачных гидроокислов железа. В незначительном количестве содержатся обломки базальтов гналопилитовой структуры и светло-зеленого хлоритизированного, редко почти изотропного стекла. В качестве примеси в различных количествах (от редких зерен до 1%, изредка больше) содержится терригенный обломочный материал, представленный чешуйками биотита, часто сильно ожелезненного и гидратированного, и угловатыми зернами кварца и полевых шпатов. Туфы содержат обильный глинисто-хлоритовый цемент. При этом хлорит и глинистый минерал (видимо, из группы монтмориллонита) находятся в тесном срастании, образуя тонкочешуйчато-криптокристаллические агрегаты в порах и радиально-крустификационные каемки вокруг обломков. Подавляющая часть цемента образовалась за счет разложения вулканогенного материала. В виде вкрапленности отдельных зерен и агрегатов в цементе встречается карбонат (доломит).

61,0—68,5 м. Туффиты темно-коричневые с лиловыми оттенками, псаммитовые, лавокластические, основного состава, с прослоями базальтовых туфов мелкопсаммитовой и алевропсаммитовой структуры.

55,0—61,0 м. Базальтовые туфы серо-зеленые, пятнами лиловато-коричневые, псаммитовые, лито-витрокластические. В основании интервала содержится три прослоя мощностью от нескольких сантиметров до 0,5 м пятнистых и темно-лиловых пелито-алевритовых туффитов и туфов. Туфогенная часть пород состоит из неправильно-оскольчатых, рваных обломков сильно ожелезненной мелкопузырчатой лавы, угловато-оскольчатых, рогульчатых пирокласт светло-зеленого хлоритизированного вулканического стекла и редко обломков в различной степени раскристаллизованных базальтов. Терригенный материал, содержание которого достигает 20—25%, представлен угловатыми зернами калишпатов, кварца и чешуйками биотита. Цементирующая масса глинисто-хлоритовая, радиально-чешуйчатого строения, развивается по вулканогенному материалу.

Туфогенно-осадочные образования восточной части Белоруссии

Туфогенно-осадочные образования широко распространены в восточной части Белоруссии (Могилев, Орша, Витебск и др.) и смежных районах Смоленской и Брянской областей РСФСР. Они имеют небольшую мощность (30—60 м), сложены мелкопесчаными и алевритовыми туфами и туффитами.

В районе Могилева (скважина Вильчицы 1) вулканогенно-осадочная свита вскрыта на глубине 345 м и имеет мощность 61 м. Подстилающими отложениями являются тиллитоподобные породы вильчанской серии. Перекрывается вулканогенно-осадочная свита пярнуско-наровской серией среднего девона (Махнач, 1962). Свита сложена лилово-бурыми и зеленовато-серыми туффитами и туфами основного состава псаммитовой, алевритовой и пелитовой структуры, а также туфогенными глинами, алевритами и мелкозернистыми песчаниками. В верхней части разреза породы песчаной и алевритовой структуры встречаются редко, к низу их количество увеличивается. Пирокластический материал в породах представлен сильно измененными и в различной степени раскристаллизованными обломками вулканического стекла и эффузивных пород основного состава. Часто наблюдается тонкая горизонтальная и косая слоистость, которая лучше выражена в верхней части толщи. Все типы пород сильно изменены, содержат значительное количество вторичных минералов, которые образовались в результате изменения и разложения вулканогенного материала. Среди них резко преобладают хлорит, глинистые минералы группы монтмориллонита и гидроокислы железа. Часто встречаются карбонаты.

В районе Витебска (скважина Летцы) вулканогенно-осадочная свита залегает на размытой поверхности оршанской свиты и перекрывается нормально-осадочными отложениями валдайской серии. Вулканогенно-осадочная свита в Летцах имеет мощность 27,5 м (глубина 682,0—709,5 м) и сложена в основном тонкообломочными туффитами и туфогенными алеврито-глинистыми породами. В подчиненном количестве содержатся вулканические туфы, которые слагают прослой от нескольких миллиметров до 5—10 см. Породы плотные, крепкие, с характерной полосчато-пятнистой окраской: зеленовато-серой, буровато-лиловой, буровато-коричневой с фиолетово-лиловыми оттенками и с тонкой горизонтальной, косой и линзовидной слоистостью. В пределах отдельных слоев породы иногда имеют массивную текстуру (Махнач, Бессонова, 1962).

В толще вулканогенно-осадочных образований данного разреза по структурным особенностям и соотношению нормально-осадочных и пирокластических компонентов выделя-

ются следующие основные типы пород: вулканические туфы и туффиты (алевроитовые, псаммитовые и алевро-псаммитовые), туфогенные алевролиты и алевроитовые глины с вулканогенным материалом.

Вулканические туфы сложены в основном (75—90%) обломками размерами в 0,15—0,2 мм эффузивных пород и вулканического стекла основного состава. Обломки эффузивных пород округло-изометричные, полуугловатые, изредка остроугольные, желтовато-зеленовато-бурого и серого цвета, сильно измененные, в значительной степени замещенные хлоритом, гидроокислами железа, глинистыми минералами, кальцитом. В некоторых обломках сохранилась первичная интерсервальная структура. Вулканическое стекло образует неправильные, остроугольные, рогульчатые пирокласты. Основная масса стекла полностью хлоритизирована и имеет зеленую окраску. Реже встречаются слабо измененные обломки серого и оранжевого цвета. Терригенная примесь в туфах представлена гидратированной, ожелезненной слюдой (5—10%) и неокатанными зернами кварца и полевых шпатов (10—15%), содержащихся примерно в одинаковом количестве. Обломочная часть туфов скреплена глинисто-хлоритовым цементом, который образовался за счет изменения и разложения вулканогенного материала. Для цемента характерна зеленая, светло-зеленая окраска, параллельно- и радиально-чешуйчатое строение агрегатов. Параллельно-чешуйчатые агрегаты образуют тонкую отчетливую, бесцветную или слабо зеленоватую кайму вокруг обломочных зерен. Она сложена, видимо, минералами группы монтмориллонита-сапонита. Радиально-лучистые агрегаты хлорита выполняют пространство между обломками.

Туффиты имеют в основном те же структуры и качественный состав обломочного материала, что и туфы, отличаясь от них меньшим содержанием пирокластического материала, которое колеблется в пределах 25—75%.

Туфогенные алевролиты сложены зернами кварца, полевых шпатов, чешуйками гидратированного биотита и обломками сильно измененных эффузивных пород и вулканического стекла, сцементированными хлорито-глинистым, в значительной части вулканогенным цементом. Содержание обломков эффузивных пород и вулканического стекла, а также вулканогенного материала в цементе весьма изменчиво: от единиц процентов до 20—25%.

Туфогенные глинистые породы обычно содержат примесь алевроитового обломочного материала, сложенного слюдой, кварцем, полевыми шпатами с примесью обломков разложенных вулканического стекла и эффузивных пород. Глинистое вещество этих пород полиминеральное хлорито-монтмориллонито-гидрослюдистое.

ВАЖНЕЙШИЕ ТИПЫ ПОРОД И ВХОДЯЩИЕ В ИХ СОСТАВ МИНЕРАЛЫ

Эффузивные породы вендского комплекса Белоруссии и смежных районов Украины и Польши представлены почти повсеместно основными (базальтовыми) разностями. И только в северной части Брестской впадины установлены породы среднего состава.

ОСНОВНЫЕ ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Среди основных эффузивных пород выделены долериты, базальты, базальтовые порфириды, базальты измененные, базальты миндалекаменные, гиалобазальты, лавобрекчия (рис. 20).

Свежие разности базальтов темно-серые и черные, крепкие, трещиноватые, полностью или почти полностью раскристаллизованные, долеритовой и интерсертальной структуры. Сложены в основном микролитами основных плагиоклазов (лабрадор, иногда битовнит) и зернами моноклинных пироксенов (пижонит, авгит) с подчиненным содержанием магнетита и титаномагнетита. Мезостазис содержится в незначительном количестве и представлен почти полностью бурым и серым вулканическим изотропным стеклом. Нередко встречаются анальцит и палагонит. Оливин отмечен только в единичных образцах, причем он замещен серпентином или боулингом. Среди базальтов Белоруссии преобладают магнетит-пироксено-плагиоклазовые разности, нередко встречаются анальцитомые и палагонитовые. Свежие разности типичных базальтов приурочены к средним частям сравнительно мощных покровов.

Долериты ассоциируют со свежими разностями базальтов. Они характеризуются более крупнозернистым составом и отсутствием вулканического стекла. Их состав (магнетит-пироксено-плагиоклазовый) в основном такой же, как и свежих хорошо раскристаллизованных базальтов. Некоторые разности пород очень трудно отнести к долериту или базальту, так как между ними нет четкой границы.

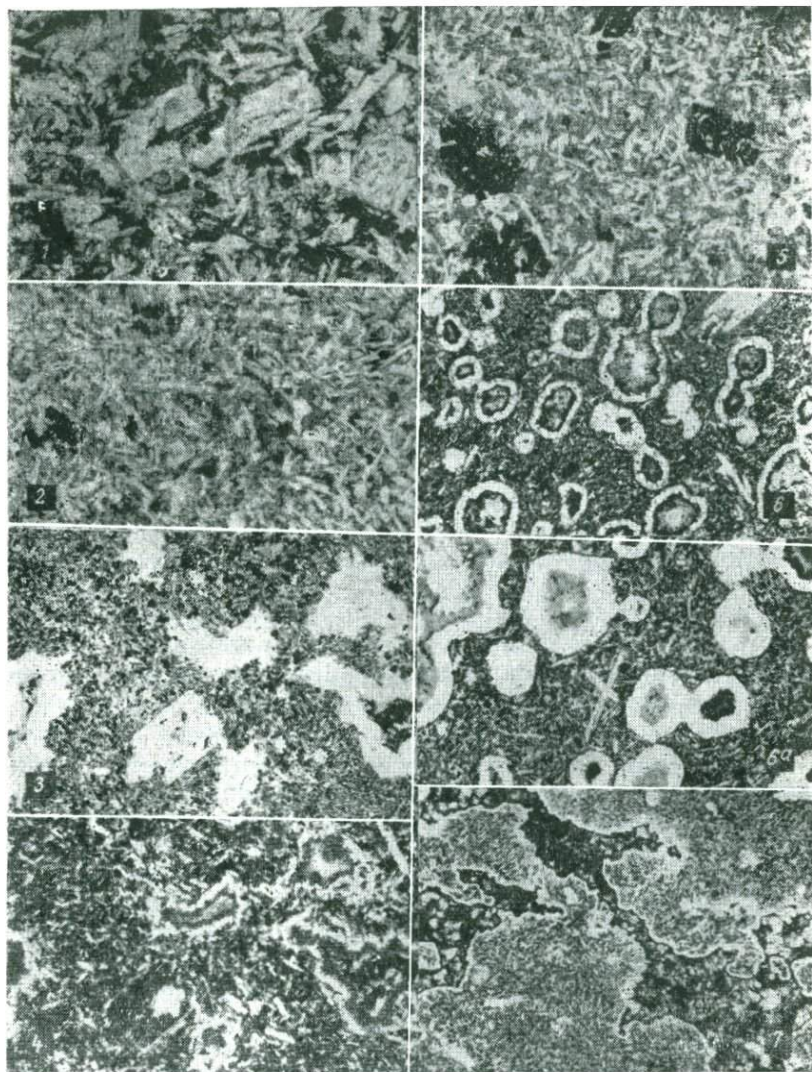


Рис. 20. Эффузивные породы основного состава Белоруссии:

1—дolerито-базальт, скв. Брест 12-К, обр. 219, гл. 1543 м, $\times 43$, без анализатора; 2—базальт, скв. Брест 12-К, обр. 147, гл. 1386 м, $\times 43$, без анализатора; 3—миндалекаменный базальтовый порфирит (миндалины выполнены хлоритом и рудным минералом), скв. Брест 12-К, обр. 195, гл. 1475 м, $\times 43$, без анализатора; 4—тот же шлиф, николи+, 5—базальт с выделениями рудного минерала, скв. Брест 12-К, обр. 143, гл. 1578 м, $\times 43$, без анализатора; 6 и 6a—миндалекаменный габбобазальт, скв. Брест 12-К, обр. 209^a, гл. 1518 м, $\times 30$ (николи+) и $\times 60$ (без анализатора); 7—габбобазальт с пустотами, выполненными хлоритом и рудными минералами, скв. Брест 12-К, обр. 208, гл. 1511 м, $\times 60$, без анализатора

Базальтовые порфириды близки по своему составу к базальтам, отличаясь от них присутствием порфировых вкрапленников и значительным изменением основных породообразующих минералов. Порфировые вкрапленники встречаются в базальтовых порфиритах в различном количестве и представлены основными плагиоклазами и лишь изредка пироксеном. Порфировые вкрапленники плагиоклазов очень сильно изменены. По ним развиваются хлорит и глинистые минералы. Нередко встречаются анальцит и палагонит, есть цеолиты, хлориты, халцедон, кварц. Базальтовые порфириды приурочены преимущественно к тем участкам покровов, которые расположены ниже и выше зоны свежих базальтов.

Базальты сильно измененные (спилитоподобные) слагают обычно верхние и нижние части базальтовых покровов. Окраска их серая с зеленоватым оттенком, зеленовато-серая, иногда красноцветная. Основной частью являются альбитизированные и хлоритизированные плагиоклазы. Пироксены обычно отсутствуют или от них сохранились только сильно измененные реликтовые зерна. В большом количестве содержатся мельчайшие (0,02 мм и менее) зерна непрозрачных рудных минералов (магнетит, ильменит, лейкоксен). Мезостазис представлен стекловато-хлоритовым зеленовато-серым веществом. В основной массе породы и по трещинам широко развиты хлориты, цеолиты, карбонаты, минералы из группы гидроокислов железа.

Базальты миндалекаменные характерны для подошвы и кровли мощных покровов и для всего разреза маломощных покровов. Их основная масса имеет такое же строение, как и в спилитоподобных базальтовых породах. Миндалины имеют различную величину и форму. Обычно они округлые и овальные, реже неправильные, часто соединены между собой узкими канальцами. Величина миндалин колеблется от десятых долей миллиметра до 1—3 см. Количество миндалин различное — от единичных до 10—25% от объема породы. В миндалинах чаще всего развит хлорит, реже, но довольно часто цеолиты, анальцит, халцедон и кварц, иногда кальцит, минералы из группы гидроокислов железа, непрозрачные рудные минералы. Миндалины выполнены обычно несколькими минералами, реже — одним.

Гиалобазальты приурочены к нижним и верхним частям базальтовых покровов. Это темно-серые с зеленоватым и красноцветным оттенком породы, основная масса которых сложена черным стекловатым веществом, иногда с тончайшими лейстами альбита, с большим количеством миндалин, выполненных хлоритами и другими минералами.

Лавобрекчия, которой заканчивается разрез некоторых базальтовых покровов, сложена крупными обломками базальтов,

базальтовых порфиритов, гналобазальтов и других пород, сцементированных лавой, часто мелкопузыристой.

Важнейшими минералами основных эффузивных пород Белоруссии и смежных районов являются полевые шпаты и пироксены, повсеместно встречаются непрозрачные рудные минералы (магнетит, титаномагнетит, реже ильменит и лейкоксен), широко распространены хлориты, палагонит, анальцим, минералы из группы кварца (кварц, халцедон, кварцин, опал), карбонаты, минералы из группы гидроокислов железа, вулканическое стекло, отмечены апатит, эпидот, оливин, самородная медь, самородное железо, сульфиды (пирит, халькопирит и др.).

Полевые шпаты. В свежих разностях основных эффузивных пород главным породообразующим минералом являются плагиоклазы основного состава, среди которых резко преобладает лабрадор с обычными для него оптическими константами (№ 50—70 и др.). Более основные разности (лабрадор-битовнит — до № 80) встречаются редко. Основные плагиоклазы образуют многочисленные микролиты различной величины, реже — порфиновые вкрапленники. Микролиты плагиоклаза имеют обычно такие размеры: длина 0,08—0,3 мм, ширина 0,02—0,04 мм. Отдельные микролиты достигают крупных размеров — до $1,3 \times 0,3$ мм. Порфиновые вкрапленники изометричные, иногда зонального строения, более основного состава, чем микролиты. Их величина равна 0,2—0,5 мм, иногда больше.

В нижних и верхних частях покровов основные плагиоклазы альбитизируются и часто полностью переходят в альбит. По ним развиваются хлорит, карбонатные минералы, цеолиты, анальцим, халцедон и кварц. Порфиновые вкрапленники плагиоклаза более сильно изменены, чем микролиты этого же минерала.

Плагиоклазы эффузивных пород Белоруссии не подвергались химическим анализам. В работе З. Г. Ушаковой (1962) приведен один химический анализ плагиоклаза из эффузивов скважины Жильжа — 142 (Волянь) с глубины 115,4—117,2 м. В анализированной пробе содержатся (в %): SiO_2 —56,94, TiO_2 —0,14, Al_2O_3 —25,37, Fe_2O_3 —1,3, FeO —0,18, MgO —следы, MnO —следы, CaO —10,46, Na_2O —4,43, K_2O —0,79, BaO —следы, H_2O —0,30, п.п.п.—0,24, сумма—100,15. По результатам анализа проба приближается к кислому лабрадору, но не соответствует в полной мере ни одному из его номеров, что связано, по-видимому, с недостаточной чистотой ее отбора.

Пироксены. В свежих разностях базальтов и долеритов пироксены занимают второе место (после плагиоклазов). Они представлены обычно мелкими (0,02—0,06 мм) изометричными и короткопризматическими зернами, выполняющими проме-

жутки между микролитами плагиоклазов. Изредка встречаются порфиновые выделения величиной 0,06—0,10 мм. Пироксены представлены моноклинными разностями (пижонитом, в некоторых случаях, по-видимому, авгитом). Моноклинные пироксены макроскопически черные, под микроскопом бесцветные, часто желтовато-серые, N_g —1,714—1,725, N_m —1,699—1,720, N_p —1,688—1,710, N_g — N_p —0,026—0,027, $2V+38$ —48°, cN_g —34—48°.

В нижних и верхних частях базальтовых покровов и в сильно измененных эффузивах пироксены существенно изменены (по ним развиваются хлориты, карбонаты, боулингит-иддингсит) или вовсе отсутствуют.

Химические анализы пироксенов из эффузивных пород Белоруссии не производились. В работе З. Г. Ушаковой (1962) приведен один анализ пироксена из базальтов скважины Жильжа-142 (глубина 115,4—117,2 м). В анализированной пробе содержатся (в %): SiO_2 —49,68, TiO_2 —1,24, Al_2O_3 —3,21, Fe_2O_3 —3,96, FeO —12,75, MnO —0,41, MgO —12,37, CaO —13,56, Na_2O+K_2O —0,22, H_2O —0,78, п.п.п.—2,31, сумма—100,49.

Непрозрачные рудные минералы. В эффузивных породах Белоруссии встречено значительное количество непрозрачных рудных минералов. Из них пороодообразующими являются магнетит и титаномагнетит, которые часто составляют 6—10%. В наиболее свежих частях покровов базальтов эти минералы образуют крупные (0,06—0,30 мм) зерна и дендритовидные образования (величиной до 0,5—0,6 мм). В верхних и нижних (существенно измененных) частях покровов содержание магнетита и титаномагнетита увеличивается, но зерна становятся значительно мельче. Здесь же часто встречаются мельчайшие (0,02 мм и мельче) зерна лейкоксена. В анализированном образце титаномагнетита из базальтов скважины Жильжа-142 Ровенской области (Ушакова, 1962) содержатся (в %): Fe_2O_3 —35,91, FeO —34,24, TiO_2 —29,30, P_2O_5 —0,55, сумма—100.

В ряде образцов встречены самородная медь, самородное железо, сульфиды железа и меди (пирит, марказит, халькопирит и др.). Указанные минералы встречаются главным образом в виде налетов на стенках трещин. Лишь в зоне выветривания основных эффузивных пород отдельных разрезов (Хомск, Спорово и др.) отмечена высокая концентрация пирита, что связано с гипергенными процессами. «Желваки» самородной меди мелкие (до единиц граммов), лишь изредка они весят десятки, а иногда и сотни граммов. В одном из разрезов Волини был обнаружен самородок меди весом 149 г (Malkowski, 1951).

Хлориты. Весьма широко распространены в основных эффузивных породах, особенно в их сильно измененных и мин-

далекаменных разностях. Среди них можно выделить два типа: 1) хлориты миндалиин (гидротермальные) и 2) хлориты основной массы породы и развитые по микролитам и зернам других минералов (вторичные).

Хлориты в миндалинах часто ассоциируют с кварцем, халцедоном, цеолитами и другими минералами. Среди них выделяется несколько разновидностей с непостоянной оптической характеристикой и неодинаковым химическим составом.

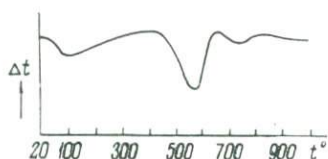


Рис. 21. Кривая нагревания хлорита. Скв. Жильжа 142 (Ушакова, 1962)

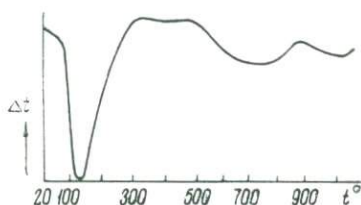


Рис. 22. Кривая нагревания паллагонита. Скв. Жильжа 142, гл. 117 м (Ушакова, 1962)

Окраска хлоритов различная — обычно светло-зеленая и голубоватая, реже густо-зеленая с оранжевым оттенком. Хорошо плеохроируют — от темно-зеленых по Ng до светло-зеленых, иногда почти бесцветных по Np. Показатели преломления у таких хлоритов равны: Ng—1,576—1,588; Np—1,573—1,576; Ng—Np 0,002—0,003. Угасание прямое, удлинение положительное. Это, по-видимому, пеннин. Некоторые наиболее густо окрашенные разности хлоритов плеохроируют от темно-зеленого (по Ng) до светлого сине-зеленого и зеленовато-оранжевого по Np. Показатели преломления у таких хлоритов более высокие (Ng—1,613—1,630; Np—1,594—1,624). Это, по-видимому, амезиты и делеситы.

Химические анализы хлоритов из миндалиин эффузивных пород, приведенные в табл. 12, показывают их довольно существенные различия и непостоянство химического состава. Тем не менее три из них (из скважин Бродятин, Черняны, Мутвицы) по содержанию важнейших компонентов — SiO₂ (31,01—31,95%), MgO (20,20—22,80%), FeO (11,34—19,37%) и др. — близки между собой и могут быть отнесены к одной из магнетизальных разновидностей хлорита—пеннину. Анализ из скважины 142 резко отличается от трех рассмотренных выше анализов более низким содержанием SiO₂ (28,10%) и MgO (10,71%) и более высоким содержанием FeO (29,03%). Это железистая разность хлорита. На рис. 21 для нее приведена кривая нагревания (Ушакова, 1962).

Хлориты вторичные распространены весьма широко в измененных эффузивных породах верхних и нижних частей покро-

вов. Они развиты по измененному вулканическому стеклу мезостазиса, альбиту, анальциму, палагониту, пироксенам и другим минералам. В некоторых наиболее измененных образцах вторичные хлориты составляют до 30—40%. Исследование их состава сопряжено с большими трудностями, так как практически мы не можем в данном случае получить чистых минеральных проб. В них всегда содержится примесь (причем значительная) исходного компонента, за счет которого образовался хлорит.

П а л а г о н и т. Имеет широкое распространение в западной части Русской платформы и описывается под названием палагонита, гуллита, хлорофента, палагонит-хлоритовых минералов и т. д. В БССР он обнаружен во многих скважинах (Рогайчицы, Медно, Черняны, Свислочь и др.), достигая иногда 5—7% от всего объема породы. Палагонит встречается в основной массе породы (в интерстициях-пустотах между микролитами плагиоклазов и зернами пироксена; в виде отдельных обособлений) и в миндалинах.

Выделения палагонита в основной массе породы имеют прямоугольные причудливые очертания, они макроскопически бархатисто-черные с раковистым изломом. В проходящем свете под микроскопом палагонит зеленый, желтовато-зеленый, желтоватый, оранжевый, зеленовато-бурый, бурый, в+Н изотропный или в различной степени раскристаллизованный, показатель преломления равен 1,530—1,540. Весьма характерна многослойная (до 6—8 слоев) кайма зонального строения. Угасание волнистое, удлинение положительное, плеохроизм отсутствует. Зеленый палагонит развивается по магматическому анальциму.

Палагонит миндалин зеленовато-желтоватый, изотропный и двупреломляющий, часто радиально-лучистого строения, со сферолитами, обычно неполными. Удлинение положительное.

Из образца 157 скважины К12 (глубина 1396—1400 м), представляющего черный с зеленоватым оттенком палагонит из миндалины базальта, выполнен химический анализ. В пробе содержатся (в %): SiO_2 —46,62, Al_2O_3 —7,52, Fe_2O_3 —9,95, FeO —11,10, TiO_2 —0,20, MnO —0,04, P_2O_5 —0,40, CaO —0,16, MgO —10,19, Na_2O —0,13, K_2O —6,50, п.п.п. 7,61, H_2O —0,75, CO_2 —0,49, сумма 100,45. Кривая нагревания палагонита (скважина Жильжа-142, глубина 115—117 м) показана на рис. 22 (Ушакова, 1962).

А н а л ь ц и м. Очень широко распространен в эффузивных породах основного состава западной части Русской платформы. Встречен во многих скважинах Белоруссии. З. Г. Ушакова (1962) выделяет три генерации анальцима в эффузивных породах: первая (магматическая стадия)—анальцим выполняет промежутки между плагиоклазом и пироксеном, вторая

(постмагматическая) — анальцим выполняет миндалины, третья (вторичная стадия) — анальцим развивается по плагиоклазу.

Магматический анальцим изотропный, бесцветный, показатель преломления равен 1,483, рельеф отрицательный, по нему развиваются зеленый палагонит, иногда цеолиты. Постмагматический анальцим бесцветный, стеклоподобный, удельный вес 2,25, показатель преломления 1,483. Замещается не палагонитом, как магматический анальцим, а хлоритом. В работе З. Г. Ушаковой (1962) приведен анализ одной пробы постмагматического анальцима из миндалин базальтов скважины 54. В ней установлены (в %): SiO_2 —56,46, TiO_2 не обнаружен, Al_2O_3 —21,74, Fe_2O_3 —0,26, FeO не обнаружен, MnO—следы, MgO—0,20, Na_2O —11,75, K_2O —0,50, H_2O —0,40, п.п.п.—0,67, сумма—100,28, удельный вес—2,25.

Вторичный анальцим бесцветный, изотропный, развит по плагиоклазу, особенно часто по порфиловым вкрапленникам.

Цео л и т ы. В миндалинах и основной массе сильно измененных эффузивных пород установлена (Ушакова, 1962) большая группа минералов из группы цеолитов (натролит, ломантин, томсонит гейландит, птилолит, сколецит, филлипсит и др.). Из них широким распространением пользуется натролит, часто встречается сколецит. Краткая характеристика минералов группы цеолитов приведена в работе З. Г. Ушаковой (1962).

Натролит бурый и серый, часто радиально-лучистый, при +Н серый (Ng — Np —0,002—0,004), с высоким отрицательным рельефом. Гейландит бесцветный, с сечениями таблитчатой и квадратной формы, спайность совершенная (по Np). Ng —1,504; Np —1,497; Ng — Np —0,005—0,006; $2V$ малый. Сколецит снежно-белый, мягкий, порошокватый, в шлифе бесцветный, образует чешуйчато-волокнистые и пластинчатые агрегаты. Удлинение отрицательное, $c\text{Ng}$ — 18° . Ng —1,525; Nm —1,522; Np —1,516—1,519; Ng — Np —0,002—0,004. Ассоциирует с кварцем и халцедоном.

К в а р ц, х а л ц е д о н, о п а л и к в а р ц и н. Эти минералы часто встречаются в миндалинах и трещинах. Они выполняют миндалины полностью или в ассоциации с другими минералами, иногда образуют гнезда различной величины (до 5—10 см). Из них наиболее распространены кварц и халцедон, которые имеют серую, реже молочную и розовато-фиолетовую окраску, встречаются почти всегда вместе. Для миндалин, выполненных кварцем и халцедоном, характерно концентрическое строение, обусловленное различной степенью раскristаллизации кремнезема. Опал и кварцин встречаются сравнительно редко.

К а р б о н а т н ы е м и н е р а л ы. Развита преимущественно в измененных разностях эффузивных пород и в трещинах,

где они образуют гнезда и прожилки, нередко захватывают крупные участки породы. Развиты по плагиоклазам, пироксенам и основной массе породы. В корках выветривания, развитых на основных эффузивных породах, карбонаты довольно обильны (Хомск, Спорово и др.). Карбонаты представлены в основном кальцитом, реже доломитом. Для свежих базальтов карбонаты не характерны.

Минералы из группы гидроокислов железа. Мало характерны для свежих эффузивных пород основного состава. Значительное количество железистых соединений в виде окиси и закиси железа входит в состав пироксенов и хлорита. Свободные гидроокислы и их минералы развиты в измененных разностях эффузивных пород, а также в многочисленных трещинах. Весьма типичны для кор выветривания, развитых на основных эффузивах.

Вулканическое стекло. Является составной частью мезостазиса. Окраска его бурая и серая, показатель преломления выше 1,540. В свежих хорошо раскристаллизованных разностях базальтов стекло содержится в небольшом количестве. Оно почти неизменное, изотропное. В измененных разностях базальтов стекло содержится в незначительном количестве, причем оно часто раскристаллизовано, по нему развивается хлорит, реже карбонатные, железистые и глинистые минералы.

Из других минералов встречаются апатит, эпидот (по плагиоклазу и пироксену), роговая обманка (по пироксену), оливин (единичные реликты зерен), боулингит и серпентин (псевдоморфозы по оливину и пироксену), оранжевое биотито-подобное вещество и др.

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ СРЕДНЕГО СОСТАВА

Средняя часть сводного разреза вулканической толщи северной части Брестской впадины сложена эффузивными породами среднего состава (рис. 23), среди которых можно выделить четыре группы: 1) андезито-дацитовых сравнительно хорошо сохранившихся; 2) перлитовых; 3) андезито-дацитовых сильно измененных; 4) лавобрекчий. Окраска пород самая различная — зеленовато-серая, зеленая, ярко-зеленая, красноцветная, лиловая, часто типичная пестроцветная, изредка серая и темно-серая, иногда яркая красноцветно-коричневая. В Кобрине (скважина 4) породы имеют черную окраску. Породы некрепкие, трещиноватые, в различной степени измененные, в некоторых случаях (скважина КЗ) с плоскостями скольжения, раздробленные и окремненные.

Среди группы дацито-андезитовых пород преобладают андезиты, андезитовые порфириты, андезито-дациты, реже

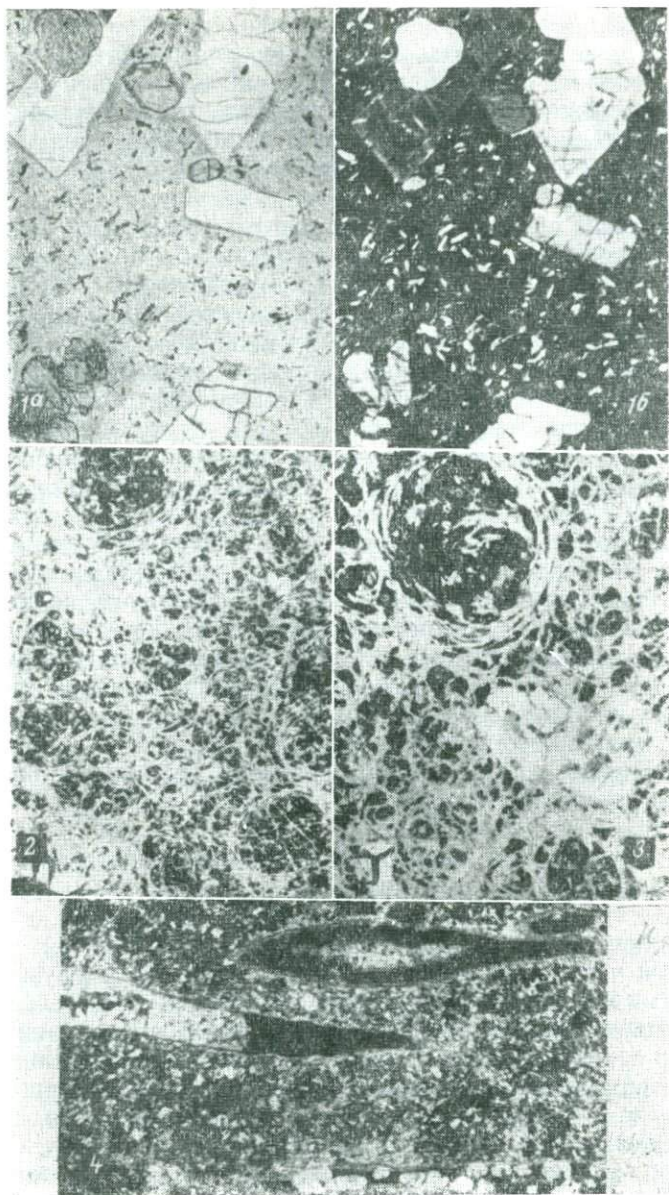


Рис. 23. Эффузивные породы среднего состава Белоруссии:

1^а—андезитовый порфирит, скв. Кобрин 4-К, гл. 641—648 м, × 46, без анализатора; 1^б—тот же шлиф, николи +; 2—дацитовый порфир с перлитовой текстурой основной массы, скв. Кобрин 4-К, гл. 592—598 м, × 20, без анализатора; 3—дацитовый порфир, скв. Брест 12-К; обр. 180, гл. 1440 м, × 45, без анализатора; 4—эффузивная порода среднего состава, с миндалинами, выполненными хлоритом, халцедоном и рудным минералом. Скв. Брест 12-К, обр. 191, гл. 1463 м, × 20, николи +

встречаются дациты и дацитовые порфиры. Отличия между указанными типами пород установлены по составу плагиоклаза во вкрапленниках, основной массы, а также по химическим анализам. Структура пород обычно порфировая с гиалопилитовой, реже гиалиновой, микролитовой и криптокристаллической основной массой. Основная масса породы сложена вулканическим стеклом среднего и средне-кислого состава, участками изотропного, обычно не раскристаллизованного, с перлитовой текстурой, нередко с хлоритом, гидроокислами железа и глинистыми минералами. В стекловатой и железисто-хлоритостекловатой массе в различном количестве содержатся тонкие лейсты альбита, в пустотах отмечены кварц, халцедон, хлорит, апатит, анальцим, цеолиты.

Порфировые вкрапленники содержатся почти во всех образцах дацито-андезитовых пород от единиц процентов до 15—20% объема породы. Их величина равна 0,5—1,5 мм. Они сильно изменены, замещены хлоритом, глинистыми и другими минералами. Только в редких вкрапленниках хорошо видно двойникование. Многочисленные определения плагиоклазов вкрапленников из средних эффузивных пород скважин К12 и К4 показывают, что большинство из них относится к основному андезину (№ 44—50) и кислому лабрадору (№ 51—56), отклоняясь в большую (до № 60) и меньшую (№ 40) сторону. В трещинах и породах есть выделения хлоритов, гидроокислов железа, кварца, халцедона и других минералов.

Перлиты, по-видимому, имеют неширокое распространение в толще средних эффузивных пород. Они образуют в андезито-дацитовой толще небольшие участки и сложены вулканическим стеклом среднего и кислого состава, изотропным и в различной степени раскристаллизованным, перлитовой текстуры. В стекле хорошо выделяются округлые шароподобные концентрически-скорлуповатые образования величиной 0,10—1,0 мм (иногда крупнее и мельче). Их строение весьма отчетливо подчеркивается концентрическим расположением выделений гидроокислов железа, которые отжаты в зоны трещин напряжения.

Андезито-дацитовые сильно измененные породы приурочены главным образом к нижним и верхним частям покровов, а также к зонам тектонических нарушений. В этих частях разреза характерна сильная альбитизация, окремнение, широкое развитие анальцима. Среди группы можно выделить несколько разновидностей андезито-дацитовых пород: сильно альбитизированные и хлоритизированные; миндалекаменные; окремненные; хлорито-кремнистые; анальцимовые. Миндалины в средних эффузивных породах имеют обычно чечевицеобразную форму и выполнены хлоритом, анальцимом, цеолитами, кварцем, халцедоном, рудными минералами.

Лавобрекчия приурочена к верхним частям покровов и сложена обломками (величиной до 10 см) сильно измененных эффузивных пород среднего состава, сцементированных лавой.

В состав средних эффузивных пород входят многие минералы: полевые шпаты, хлориты, кварц и халцедон, анальцим, цеолиты, апатит, вулканическое стекло, непрозрачные рудные минералы, глинистые и другие. Однако их роль в породах неодинаковая. Главные из них — полевые шпаты, кварц и халцедон, вулканическое стекло.

Полевые шпаты встречаются в виде порфировых вкрапленников и лейст в основной массе. Порфировые вкрапленники содержатся в различном количестве. Их величина колеблется от 0,5 до 4 мм. Они, как правило, сильно измененные, частично или полностью замещенные хлоритом, глинистым веществом, альбитом, кварцем, халцедоном. Представлены основным андезитом и кислым лабрадором (№ 40—60) с обычными для них оптическими константами. Лейсты альбита в различном количестве содержатся в основной массе породы. Они тонкие, длинные, изменчивые, по-разному ориентированные.

Кварц и халцедон играют существенную роль в породах. Они выполняют миндалины, чечевицеобразные пустоты, трещины, пропитывают мезостазис. Кварц обычно крупно- и среднезернистый, халцедон мелкоагрегатный. Характерно концентрическое строение кварцево-халцедоновых образований. В некоторых частях разреза (нижняя часть пачки средних эффузивных пород скважины К12, зона тектонических нарушений) содержание кварца и халцедона доходит до 20—30%. Сильное окремнение и окварцевание пород затрудняет их точную диагностику при помощи химических анализов. Содержание кремнезема в породах превышает обычно 65% и нередко доходит до 70—80%. Тем не менее это не кислые, а средние эффузивные породы, только существенно окремненные.

Вулканическое стекло красноцветное и серое, перлитовой текстуры, изотропное и в различной степени раскристаллизованное, среднего и кислого состава. По нему интенсивно развиваются хлорит, глинистые минералы, гидрокислы железа.

Хлориты в средних эффузивных породах встречаются значительно реже, чем в основных. Они отмечены в миндалинах, чечевицеобразных пустотах и прожилках (гидротермальные) и особенно интенсивно развиваются по вулканическому стеклу мезостазиса, а также по порфировым вкрапленникам и лейстам альбита (вторичные хлориты). Хлориты зеленовато-серые, хорошо плеохроирующие (темно-зеленые по N_g и светло-зеленые по N_p). По оптической характеристике они близки к пеннину. В мезостазисе хлориты мелкоагрегатные,

в миндалинах и пустотах — мелкоагрегатные, пластинчатые, часто радиально-лучистые.

Анальцим встречается главным образом в миндалинах (постмагматическая стадия), в отдельных образцах (анальцимовые андезит-дацитовые порфириды) в большом количестве — до 15—20% от объема породы. Он буровато-серый и серый, изотропный, с резко отрицательным рельефом, показатель преломления равен 1,483. Часто ассоциирует с хлоритом и замещается им. Анальцим в основной массе (магматический) и развитый по другим минералам (вторичный) встречается очень редко.

Цеоциты встречаются сравнительно редко в основной массе и в миндалинах, представлены натролитом, сколецитом и др. Натролит бурый и серый, часто радиально-лучистый. Сколецит белый, порошковатый. Их оптическая характеристика в основном такая же, как этих минералов из основных эффузивных пород.

Непрозрачные рудные минералы содержатся в незначительном количестве. Они отмечены в пустотах, миндалинах и трещинах и представлены преимущественно сульфидами.

Минералы из группы гидроокислов железа широко развиты по стекловатой массе мезостазиса. Концентрируются на отдельных участках в красноцветных и пестроцветных породах. Отмечены также в трещинах. Апатит встречается редко. Он образует отдельные кристаллы величиной до 0,7 мм. Глинистые минералы развиты по вулканическому стеклу и вкрапленникам плагноклаза.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТУФЫ

Вулканические туфы распространены на большей части территории Белоруссии. В области развития эффузивных пород туфы грубозернистые, сравнительно мало измененные, почти не содержат примеси нормально-осадочного материала. Вне пределов развития эффузивных пород преобладают туфы и туффиты с подчиненным содержанием туфогенных пород. Для пирокластических и осадочно-пирокластических пород этого района характерны значительное содержание нормально-осадочного материала и сильные вторичные изменения.

Вулканические туфы в области развития эффузивных пород. Вулканические туфы в области развития эффузивных пород вскрыты многими скважинами и образуют пачки различной мощности. Среди них выделены туфы основного, среднего и смешанного состава (рис. 24).

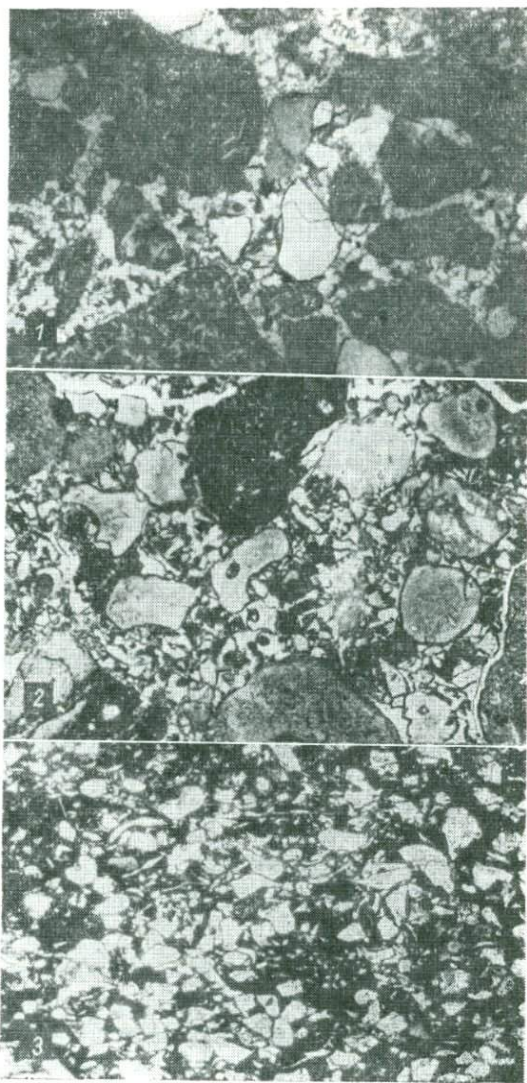


Рис. 24. Вулканические туфы области развития эффузивных пород Белоруссии:

1—базальтовый туф литокластический, псефито-псаммитовой структуры с кварцевым цементом. Сква. Брест 12-К, обр. 232, гл. 1600 м, $\times 41$, николи +; 2—туф псефитовый, vitro-литокластический, смешанного состава. Состоит из обломков базальтов и эффузивных пород среднего состава, сцементированных пирокластическим материалом. Сква. Брест 12-К, обр. 152, гл. 1395 м, $\times 20$, без анализатора; 3—дацитовый туф, алевро-псаммитовый, vitro-класический, со стекловато-железистым цементом базальтового типа. Осрогательно-оскользящие обломки представлены сильно измененным вулканическим стеклом среднего и кислого состава. Сква. Брест 12-К, обр. 161, гл. 1409 м, $\times 45$, без анализатора

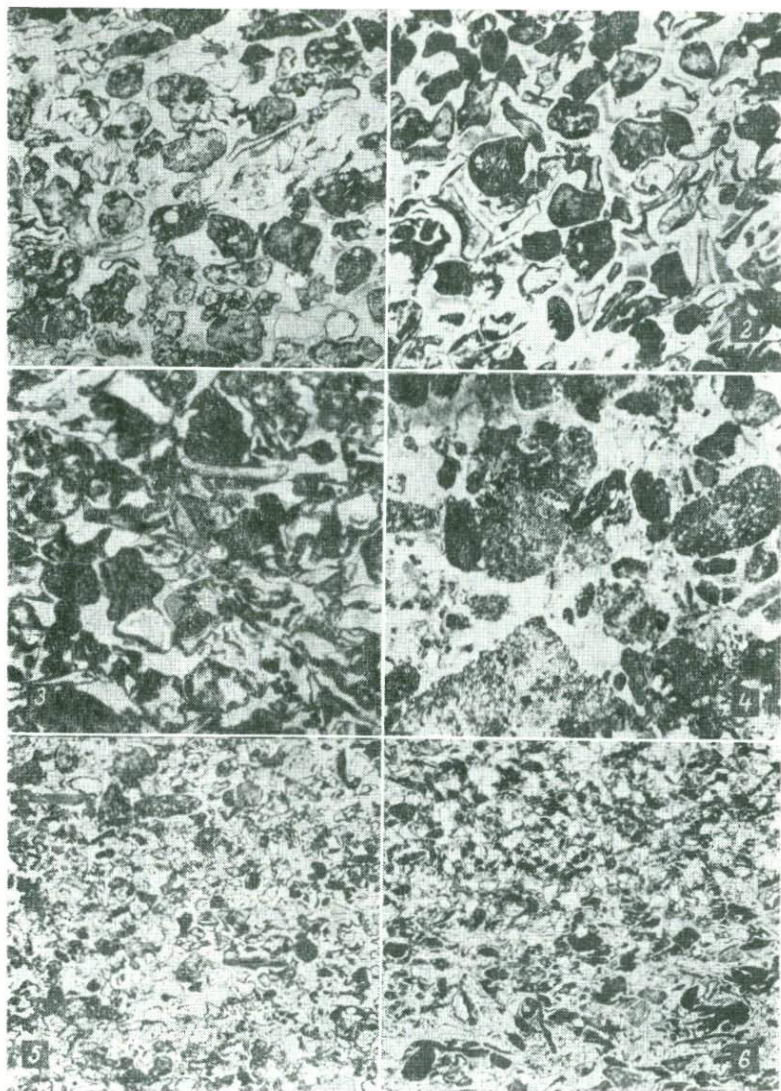


Рис. 25. Вулканические туфы вне области развития эффузивных пород:

1—базальтовый туф, псаммитовый, лавокластический, с хлорито-сапонитовым цементом, скв. Житковичи 080, обр. 7, гл. 71 м, $\times 45$, без анализатора; 2—туф псаммитовый, лито-витрокластический, основного состава, с хлорит-сапонитовым цементом, скв. Столин-1, обр. 13, гл. 215 м, $\times 45$, без анализатора; 3—туф псаммитовый, витрокластический, основного состава, скв. Столин-1, обр. 13^а, гл. 227 м, $\times 45$, без анализатора; 4—ксенотуф псефито-псаммитовый. Состоит из округлых и неправильных обломков алевро-пелитовых витрокластических туфов и рогульчатых обломков хлоритизированного вулканического стекла основного состава. Цемент карбонатный базального типа. Скв. Столин-1, обр. 116, гл. 194 м, $\times 20$, без анализатора; 5—базальтовый туф алевроитовый, лавокластический, скв. Житковичи 080, обр. 7^а, гл. 73 м, $\times 45$, без анализатора; 6—алевроитовый витрокластический туф основного состава и туфогенный алевролит, скв. Хотляны 30, обр. 49^а, гл. 220 м, $\times 45$, без анализатора

Вулканические туфы, приуроченные к основным эффузивным породам, имеют основной и лишь изредка смешанный состав. Из них наиболее распространены туфы основного состава. Они вскрыты на территории Белоруссии скважинами в районе Бреста (К1, К12, К3, К4, К6, К12, 76, 506, 505, 68), в Свислочи, Иванове и других пунктах; в Польше (Мельник, Крушняны, Татаровцы и др.); на Волыни — в многочисленных скважинах. Их характерной особенностью является резкая разнозернистость и неотсортированность. 80—90% всего разреза основных туфов составляют крупнопсаммитовые и псефитовые разности с величиной обломков от 0,5—1 мм до 3—5 см, а иногда и до 10 см. Средне- и мелкопсаммитовые, алевроитовые и пелитовые туфы встречаются редко. В туфовых толщах наблюдается слабо выраженная ритмичность. Псефитовые и псаммитовые туфы массивные, в более мелких разностях наблюдается слабо выраженная горизонтальная и косая слоистость. Крупные (псефитовые и крупнопсаммитовые) обломки туфов округлые, более мелкие — резко остроугольные, рогульчатые и серповидные.

По соотношению пирокластического и нормально-осадочного материала в обломочной части туфовой толщи выделены чистые туфы без примеси нормально-осадочного материала, туфы с небольшой (3—5%, изредка большей) примесью нормально-осадочного материала, туффиты (с примесью нормально-осадочного материала более 25%). Первая разновидность (чистые туфы) резко преобладает и составляет не менее 95%, две другие встречаются редко, главным образом в туфотуффитовой пачке в основании вулканогенной толщи. Такое соотношение указанных типов пород свидетельствует о том, что в период накопления пирокластического материала в западной части Русской платформы нормально-осадочный процесс был практически подавлен вулканической деятельностью.

По минеральному составу обломочной части выделяются следующие разновидности туфов: витрокластические, литовитрокластические, витро-литокластические и литокластические. Основными компонентами обломочной части туфов являются обломки вулканического стекла и эффузивных пород с самым различным соотношением между ними. Кристаллокластические туфы здесь отсутствуют. Мало того, обломки кристаллов минералов в туфах Белоруссии и на Волыни встречаются очень редко. В грубозернистых туфах содержание обломков пород по сравнению с содержанием обломков стекла, как правило, увеличивается, в тонких разностях, наоборот, — уменьшается. Туфы алевроитовой, пелитовой и частично мелкопсаммитовой структуры обычно витрокластические; средне- и крупнопсаммитовые и псефитовые, как правило, литокла-

стические и витро-литокластические и очень редко витрокластические.

Витрокластические туфы сложены в основном вулканическим стеклом (85—95%). В шлифах можно наблюдать постепенные переходы от бесцветного и серого изотропного вулканического стекла основного состава к хлоритам через промежуточные стадии (сапонит, монтмориллонит). Нередко встречаются обломки бурого стекла. В резко подчиненном количестве содержатся обломки измененных (хлоритизированных и альбитизированных) базальтовых пород, миндалекаменных базальтов с хлоритом, хлорито-палагонитом и палагонитом в миндалинах, гиалобазальтов, средних эффузивных (андезито-дацитовых) пород. Отмечены бурые шлаковые корки.

Литокластические туфы сложены в основном обломками гиалобазальтов, альбитизированных и хлоритизированных базальтов, миндалекаменных базальтов и содержат небольшое количество обломков андезито-дацитовых пород и вулканического стекла. В витро-литокластических и лито-витрокластических туфах наблюдается различное соотношение обломков основных эффузивных пород и вулканического стекла основного состава.

Цемент в туфах основного состава стекловатый, хлоритовый и стекловато-хлоритовый, пелитово-алевритовый, пирокластический, анальцимовый, изредка кремнистый. Кроме того, в цементе отмечены цеолиты, гидроокислы железа, карбонаты. Вулканическое стекло в цементе светло-серое, изотропное, часто с зеленоватым оттенком, переходящее в сапонит, затем в хлорит. Анальцим в ряде случаев (скважины К12, 54 и др.) образует цемент порового и базального типа (20—25% от площади шлифа). Кварц и халцедон в цементе встречаются сравнительно редко. По типу цемент туфов поровый, пленочный и базальный.

В туфах основного состава выделяются следующие компоненты: обломки вулканического стекла и продукты его замещения (сапонит, монтмориллонит, хлорит), основных эффузивных пород, средних эффузивных пород, вулканического стекла среднего состава, нормально-осадочный материал.

Вулканическое стекло основного состава бесцветное, светло-серое и серое с зеленоватым оттенком, светло-зеленое, реже красноцветное. Изотропные слабо измененные разности стекла в обломках и в цементе встречаются сравнительно редко. Их показатели преломления больше 1,54. В большинстве случаев стекло в различной степени раскристаллизовано. Его серые и зеленовато-серые разности обычно замещены сапонитом, монтмориллонитом и в конечном итоге хлоритом, красноцветные — гидроокислами железа и другими

минералами. Многие обломки стекла мелкопузыристые. Пу-
стоты в них имеют различную величину (обычно десятки до-
ли миллиметра) и форму (идеально округлые и овальные, ре-
же неправильные) и выполнены сапонитом, хлоритом, аналь-
цимом и цеолитами.

Сапонит широко распространен в туфах, особенно в зе-
леновато-серых разностях, как в обломках, так и в цементе.
Нередко все или большинство обломков измененного стекла
представлены данным минералом. Это типично сапонитовые
туфы. В цементе он содержится в различном количестве, об-
разуя нередко чисто сапонитовый цемент базального типа.
В проходящем свете сапонит бледно-зеленый со слабым жел-
товатым оттенком, при скрещенных николях — серый с отчет-
ливым волнистым угасанием.

Хлорит часто встречается в зеленых и серых разностях
туфов как в обломках, так и в цементе. Окраска его зелено-
вато-серая и зеленая, мелкоагрегатный и пластинчатый, ча-
сто радиально-лучистого строения. Вокруг зерен обломочных
минералов в хлоритовом цементе часто выделяется одно-, трех-
слойная кайма хлорита, в которой кристаллические индиви-
думы перпендикулярны к поверхности обломков. Часто встре-
чаются трудно определяемые переходные разности минера-
лов — стекловато-сапонитовые, сапонито-монтмориллонитовые,
сапонито-хлоритовые и др. Здесь развиты, по-видимому, сме-
шанослойные структуры глинистых (сапонитовых, монтморил-
лонитовых и хлоритовых) минералов. Их диагностика весьма
затруднительна и возможна только при условии весьма чи-
стого отбора мономинеральных проб и применения тонких
рентгеноструктурных исследований.

Среди обломков основных эффузивных по-
род выделены: 1) сильно измененные базальты — зеленова-
то-серые, иногда красноцветные, альбитизированные и хлори-
тизированные, нередко ожелезненные, сложенные лейстами
альбитизированного плагиоклаза и хлорито-стекловатым ве-
ществом базиса, со значительным содержанием мелких зерен
непрозрачных рудных минералов; 2) миндалекаменные ба-
зальты — их основная масса имеет такой же состав, как и в
альбитизированных и хлоритизированных базальтах, в раз-
личном количестве содержатся миндалины, выполненные хло-
ритом, анальцимом, цеолитами, палагонитом, кварцем, халце-
доном и др.; 3) гиалобазальты — основная масса представле-
на непрозрачным стекловатым веществом с большим (20—
30%) количеством миндалин, выполненных теми же минера-
лами, что и в миндалекаменных базальтах. Обломки основных
эффузивных пород туфов существенно изменены (альбитизи-
рованы, хлоритизированы, ожелезнены, в них полностью от-
сутствуют пироксены и др.). Однако они все же сохранились

в такой степени, что довольно легко определяются под микроскопом.

В туфах основного состава нередко встречаются обломки средних эффузивных пород — красноцветные и зеленые, стекловатые, иногда с перлитовой текстурой основной стекловатой массы, в которой выделяется незначительное количество тонких лейст альбитизированного плагиоклаза и порфирировых вкрапленников измененного плагиоклаза среднего состава. Эти обломки весьма похожи на андезиты, андезитовые порфириты и андезито-дацитовые породы скважин К12, К3, К4 северной части Брестской впадины.

Для обломков вулканического стекла среднего состава характерны красноцветная и зеленая окраска и отчетливо перлитовая структура, показатели преломления менее 1,54. В некоторых прослоях туфов отмечены обломки кварцевых порфиров — их основная масса сложена стекловато-кварцевым веществом и содержит порфирировые вкрапленники кварца и калиевых полевых шпатов. Анальцитом часто и в значительном количестве (до 20—25%) встречается в цементе туфов, отмечен в миндалинах и пустотах обломков. Этот минерал бесцветный, изотропный, показатель преломления его 1,483, резко выражен отрицательный рельеф, спайность отчетливая. Кварц и халцедон отмечены иногда в цементе туфов, а также в миндалинах и пустотах обломков. Карбонатные минералы в туфах встречаются очень редко.

Туфы смешанного (основного и среднего) состава встречаются в скважинах К12, 76, 54 и др. Они наиболее характерны для туфо-туффитовой пачки, залегающей в основании вулканогенной толщи. В обломочной части туфов смешанного состава встречены эффузивные (дацито-андезитовые) породы среднего состава (до 40—50%, а иногда и более), вулканическое стекло среднего состава (обычно перлитовой структуры), альбитизированные и хлоритизированные базальты, миндалекаменные породы основного состава, гиалобазальты, вулканическое стекло основного состава (бурое и зеленое, часто сапонитизированное, нередко мелкопузыристое), кварцевые порфиры (редкие обломки), нормально-осадочный материал (кварц, калиевые полевые шпаты). Цемент стекловато-хлоритовый, сапонитовый, хлоритовый, отмечены гидроокислы железа. Характеристика минерального состава обломков и цемента смешанного состава в основном такая же, как и для туфов основного состава.

Туфы среднего (дацито-андезитового и андезитового) состава в вулканогенной толще венда западной части Русской платформы встречаются очень редко. На территории Белоруссии обнаружена пока только одна пачка туфов среднего состава (скважины К12, мощность 20 м). Их окраска серая и

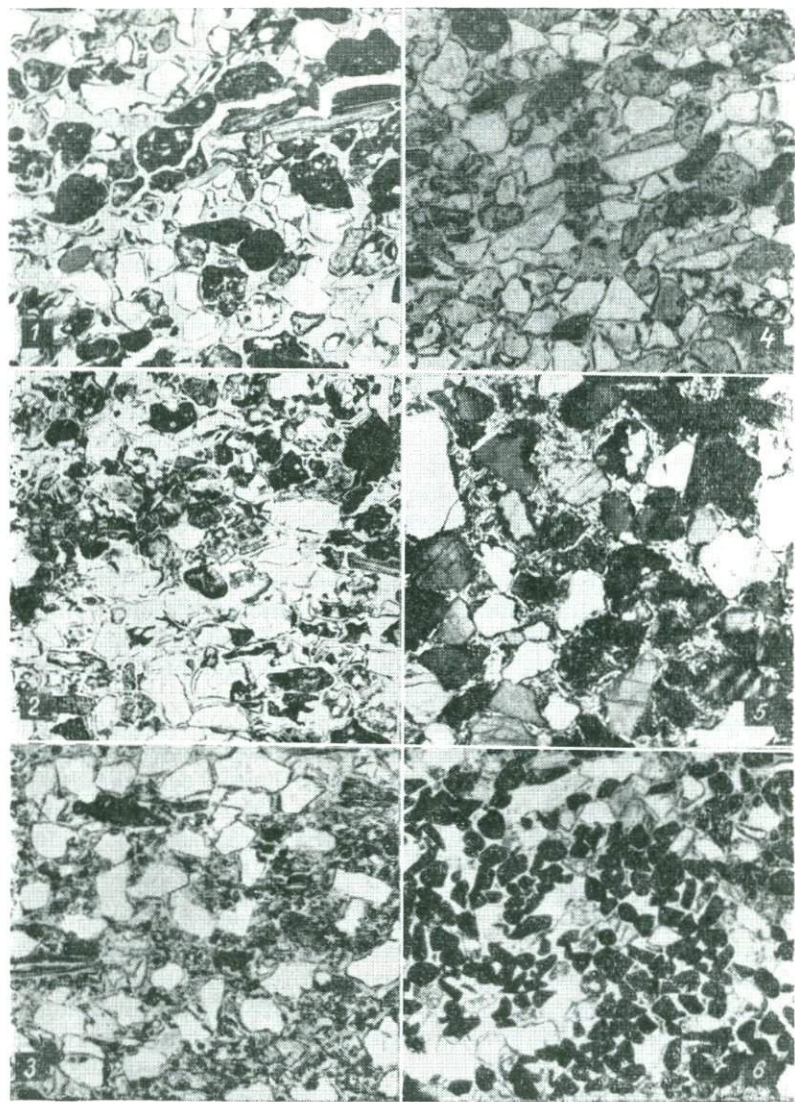


Рис. 26. Туффиты и туфогенные породы Белоруссии вне области распространения эффузивных пород:

1—туффит псаммитовый; пирокластический материал представлен обломками гнало-базальтов и пузыристой базальтовой лавы, терригенный — зернами кварца, полевых шпатов и слюдой. Цемент хлорито-глинистый. Скви. Хотляны 39, обр. 58^д, гл. 261 м, $\times 45$, без анализатора; 2—туффит псаммо-алевритовый; состоит из обломков вулканического стекла и базальтовой лавы. Скви. Житковичи 080, гл. 83,5 м, $\times 45$, без анализатора; 3—туффит псаммо-алевритовый. Сложен (60—80%) хорошо отсортированным вулканическим пенлом (типичные пирокласты ожелезненного хлоритизированного базальтового вулканического стекла), который является базальным цементом для более крупного (песчаного) терригенного материала, представленного зернами кварца,

красноцветная, пятнами зеленовато-серая и зеленая. По структуре туфы, как правило, псаммитовые и псефитовые, резко разнозернистые, с величиной преобладающих обломков 3—7 мм, наиболее крупные доходят до 3—4 см, иногда до 10 см. Отмечено несколько прослоев красно-бурых сильно ожелезненных песчано-алевритовых туфов с величиной обломков от 0,02 до 0,20 мм. Много обломков рогульчатой формы.

По составу обломочной части псефитовые и псаммитовые туфы лито-витрокластические и витро-литокластические, пелито-алевритовые — витрокластические. Обломки в туфах представлены: 1) эффузивными породами среднего состава — андезитами, дацито-андезитами, андезитовыми порфиритами (до 60%), их основная масса сложена раскристаллизованным вулканическим стеклом, участками ожелезненным, с лейстами альбитизированного плагиоклаза, порфировыми вкрапленниками среднего плагиоклаза, иногда роговой обманки. По обломкам плагиоклазов интенсивно развиваются глинисто-серпичитовые минералы, по роговой обманке — хлорит. В отдельных обломках отмечены кварц и халцедон; 2) вулканическим стеклом среднего (иногда до кислого) состава — красно-бурым и зеленым, раскристаллизованным, перлитовой структуры, часто замещенным хлоритом, с гнездами кварца и халцедона; 3) сильно измененными эффузивными породами основного состава — единичные обломки.

Вулканические туфы вне области распространения эффузивных пород (рис. 25, 26). Вулканогенный материал в туфах и туфогенно-осадочных породах, развитых вне области распространения эффузивных фаций, образовался за счет дробления и разрушения продуктов основной магмы: вулканического стекла, первично стекловатой и слабо раскристаллизованной лавы и в различной степени раскристаллизованных базальтов. В верхней части разреза туфогенно-осадочной толщи содержится примесь обломков более кислых эффузивных пород.

По соотношению пирокластических и терригенных компонентов, их составу и структуре среди базальтовых туфов и туфогенно-осадочных образований можно выделить значительное количество типов пород, между которыми существуют многочисленные промежуточные различия.

В составе туфогенно-осадочной толщи выделены следующие основные типы пород: базальтовые туфы, сложенные на

полевых шпатов и чешуйками слюды. Скви. Микашевичи 31, обр. 5, гл. 45,6 м. × 45, без анализатора; 4—туфогенный мелкозернистый песчаник. Обломочный материал сложен зернами кварца, полевых шпатов, обломками измененных базальтов и базальтовой лавы, с частыми зернами рудных минералов. Цемент хлорито-глинистый. Сква. Хотляны, 30, обр. 51, гл. 230 м. × 45, без анализатора; 5—туфогенный песчаник. Терригенный обломочный материал разнозернистый, неокатанный, кварцево-полевощатового состава. В цементе — разложенный тонкий вулканический пепел. Скви. Столин 1, обр. 21^в, гл. 329 м. × 45, николи+; 6—концентрация рудных и аксессуарных минералов в туфогенном песчанике (естественный шлик). Скви. Хотляны, гл. 260 м. × 40, без анализатора

75—100% пирокластическим материалом; туффиты, состоящие из туфогенного (25—75%) и нормально-осадочного (75—25%) материала; туфогенно-осадочные породы, вулканогенная примесь в которых составляет 10—25%; полимиктовые и аркозовые песчаники и глинисто-алевритовые породы.

Базальтовые туфы широко развиты на территории Белоруссии. В районах Столина и Житковичей они слагают от 60 до 70% разреза вулканогенно-осадочной свиты, в районе Клецка—Ганцевичей — 30—40%. По мере продвижения на восток, северо-восток и север доля туфов в разрезе уменьшается, а примесь терригенного материала в них возрастает. В районах Могилева и Витебска туфы образуют тонкие (доли — единицы сантиметра) прослойки среди туфогенно-осадочных пород. По структуре выделяются следующие разновидности туфов: псефитовые, псаммитовые, алевро-псаммитовые, алевритовые, алевро-пелитовые. Среди них наиболее распространены хорошо отсортированные мелкопсаммитовые и алевро-псаммитовые лито-витрокластические туфы. Значительно реже встречаются чистые витрокластические разновидности, которые обычно имеют алевритовую и алевро-пелитовую структуру. В качестве особой разновидности выделены лавокластические туфы. В чистом виде они широко развиты в районах Столина и Микашевичско-Житковичского выступа. В отличие от типичных витрокластических туфов, сложенных остроугольно-оскольчатыми, рогульчатыми, серповидными обломками хлоритизированного или сапонитизированного вулканического стекла зеленого, светло-зеленого цвета, реже почти бесцветного, лавокластические туфы состоят почти исключительно из неправильных, «рваных» осколков пузыристой, первично стекловатой базальтовой лавы с интенсивно развитыми по ней гидроокислами железа, в меньшей степени — анальцимом, хлоритом и другими глинистыми минералами. Цвет лавы желтовато- и зеленовато-бурый, с многочисленными непрозрачными пятнами, состоящими из гидроокислов железа и лейкоксена. Осколки базальтовой лавы и сходные с ними шлаковые образования в различных количествах содержатся и в других разновидностях туфов.

Наиболее разнообразен литокластический материал туфов, представленный неправильными и слабо окатанными («обтертыми») обломками базальтов, базальтовых порфириров и спиллитоподобных пород. В верхней части разрезов вулканогенно-осадочной свиты часто встречаются в различной степени окатанные, реже угловатые обломки сильно измененных эуффузивных пород.

Псефитовые литокластические туфы встречены лишь в районе Клецка — Ганцевичей, где они образуют слой мощностью 2,5—4 м, состоящий из угловатых и неправильных, мног-

да заметно окатанных обломков измененных эффузивных пород основного состава, сцементированных более тонким сильно разложившим и ожелезненным витрокластическим материалом.

В разрезах Столина встречены своеобразные анальцимовые кристалло-литокластические туфы. Среди преобладающих обломков слабо раскристаллизованных, ожелезненных базальтов и базальтовой лавы в них содержится до 30—40% осколков кристаллов анальцима.

В районах Столина, Клецка — Ганцевичей, Минска — Узды в туфогенно-осадочной толще встречаются тонкие (доли — единицы сантиметра) прослойки ксенотуфов. В них содержится до 40—50% неправильных и слабо окатанных обломков (до 2—3 мм) тонкообломочных туфов, туффитов, осадочных, изредка магматических пород.

Терригенная примесь в туфах представлена угловатыми зернами полевых шпатов, кварца и чешуйками биотита.

Подавляющая масса туфов характеризуется слоистым сложением и хорошей отсортированностью пирокластического материала. Для них характерна тонкослоистая текстура: косо-волнистая различных видов, параллельная, реже линейная косая. Нередко, однако, встречаются слои очень однородных массивных туфов темно-серого цвета.

Туффиты являются весьма распространенным типом пород вулканогенно-осадочной свиты, а на склонах Бобовнянского выступа и в центральной части Белоруссии (районы Клецка — Ганцевичей, Минска — Узды, Марьиной Горки — Осиповичей и др.) они слагают большую часть ее разреза. На юго-запад и юг, а также на северо-восток и север от этих районов доля их в разрезе постепенно убывает, в первом случае за счет замещения туфами, во втором — туфогенно-осадочными и нормально-осадочными породами. По гранулометрическому составу среди туффитов выделяются те же основные разновидности, что и в туфах: псаммитовые, алевроито-псаммитовые, алевроитовые и алевроито-пелитовые, по составу пирокластического материала — лито-витрокластические, реже чистые литокластические и витрокластические. По морфологии, составу, структурам и характеру вторичных изменений пирокластический материал туффитов в основном такой, как в туфах. Нормально-осадочная часть обломочного материала туффитов имеет слюдиисто-полевошпатово-кварцевый состав. Для туффитов в еще большей степени, чем для туфов, характерны разнообразные слоистые текстуры. Среди них преобладают различные разновидности косо-волнистой и полого-волнистой слоистости. Встречается также правильная горизонтальная и косая слоистость.

Туфы и туффиты характеризуются разнообразной вторич-

ной минерализацией. В большом количестве в них развиты вторичные минералы по пирокластическому материалу, часто замещающая его полностью. По вулканическому стеклу, почти всегда девитрифицированному, в большом количестве развит хлорит, реже сапонит. Наблюдается также смешанная хлорит-сапонитовая и хлорит-монтмориллонит-сапонитовая минерализация стекла. В небольшом количестве встречаются вторичные карбонаты (кальцит, доломит).

Самыми обильными вторичными минералами базальтовой лавы являются гидроокислы железа. Кроме того, по ней развиваются хлорит и другие глинистые минералы. Отмечен анальцит, но не исключено, что он первичный. Эти же минералы развиваются по мезостазису в обломках эффузивных пород. Микролиты пироксена в них полностью разложены, а лейсты плагиоклаза альбитизированы и нередко пелитизированы.

Почти весь цемент описываемых пород также образован вторичными минералами. В туффитах и в меньшем количестве в туфах, кроме того, содержится примесь терригенных тонкодисперсных компонентов, среди которых преобладают глинистые минералы из группы гидрослюд. Цемент туфов и туффитов обильный, порово-базального и базального типов. Большая часть его представляет собой продукты изменения и разложения вулканогенного материала. Это хлорит и другие глинистые минералы, гидроокислы железа, лейкоксен, анальцит, цеолиты. Существенную роль в образовании вторичных минералов цемента (карбонаты, анальцит) играли также гидрхимические процессы, происходившие в осадках и породах в стадии диагенеза и эпигенеза.

Глинистые минералы. Глинистое вещество в цементе туфов и туффитов имеет чешуйчатое, волокнистое, криптокристаллическое строение. Для хлоритов, которые преобладают в цементе туфов и в большом количестве содержатся в туффитах, характерны чешуйчатые структуры. Радиально-чешуйчатые агрегаты его образуют вокруг обломков пирокластического материала извилистые каемки зеленого и светло-зеленого цвета, которые выполняют большую часть поровых пространств. Непосредственно к обломкам примыкает еще одна, обычно более тонкая бесцветная или слабо зеленоватая кайма, состоящая из параллельно-волокнистого агрегата минералов монтмориллонит-сапонитовой группы. Оставшаяся часть поровых пространств выполнена в различной степени раскристаллизованными хлоритами, монтмориллонит-сапонитовыми, гидрослюдистыми и различными смешанно-слойными (хлорит-монтмориллонитовыми, гидрослюдисто-хлоритовыми) глинистыми минералами, анальцитом, кальцитом. Нередко в туфах, особенно из района Столина, весь цемент состоит

практически из одного глинистого минерала: хлорита, сапони-та, монтмориллонита. Сложный состав, тесная структурная связь глинистых минералов, а также наличие смешанно-слой-ных фаз затрудняет диагностику глинистого вещества це-мента.

Рентгеноструктурное, термическое (рис. 27) и химическое исследование глинистых фракций ($<0,001$ мм), выделенных из туфов и туффитов, подтверждает наличие вышеописанных глинистых минералов. Соотношение между ними во фракциях из различных разновидностей пород сильно изменяется. В зависимости от этого среди изученных образцов глинистых фракций выделены: существенно хлоритовые, гидрослюдисто-хлорито-монтмориллонитовые.

Гидроокислы железа. Основная масса гидроокис-лов железа остается в составе обломков лавы, вулканических пород и стекла, где они вы-деляются в виде толстых каемок, пятен, а также вы-полняют миндалины в лаве. Из-за большого количества выделений гидроокислов железа многие обломки лавы совершенно непро-зрачные. В цементе же ту-фов и туффитов содержа-ние гидроокислов железа

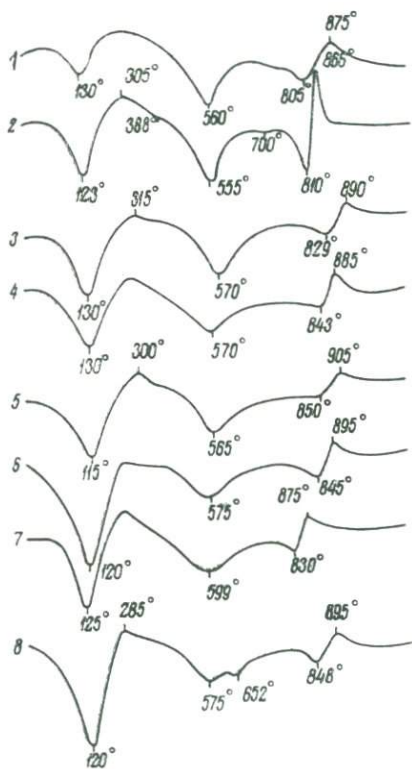


Рис. 27. Кривые нагревания глинистой фракции (менее 0,001 мм) из туфов, туффитов и туфогенных пород венда Белоруссии:

1—2—витрокластические базальтовые туфы (1—псаммо-алевритовый, скв. Житковичи 384, обр. 1, гл. 81 м, 2—злевропелитовый, скв. Микашевичи 49, обр. 40, гл. 64 м); 3—4—туффиты псаммитозые, лито-витрокластические, основного состава (3—скв. Микашевичи 49, обр. 8, гл. 33 м, 4—скв. Клецк 12, обр. 23, гл. 353 м); 5—7—туффиты, переходящие в туфогенные песчаники (5—скв. Микашевичи 49, обр. 1, гл. 29 м, 6—скв. Гапцевичи 14, обр. 1, гл. 100 м, 7—скв. Клецк 2, обр. 11, гл. 240 м); 8—песчаник полимиктовый, туфогенный, Скв. Щучин 18, обр. 1, гл. 24) м

обычно незначительное. Здесь они находятся в тонкодисперсном состоянии, пропитывая глинистые минералы. Из-за сравнительно небольшого содержания они почти не влияют на окраску цемента, чем обусловлены зеленоватые оттенки

даже в темноокрашенных красноцветных туфах. Цемент сероцветных пород почти полностью лишен гидроокислов железа.

Изучение общего содержания железа и различных его форм в туфах одного и того же состава, но с различной окраской показывает, что сероцветная окраска пород является вторичной. В таких породах резко уменьшено содержание не только окисного железа, но и общее его количество. Следовательно, в этих породах имело место не только восстановление железа, но и вынос его в закисной форме. Нередко встречаются прослои туфов и туффитов с почти сплошным непрозрачным гидроокисно-железистым цементом.

Лейкоксен, как и гидроокислы железа, в основном концентрируется внутри обломков пирокластического материала, а также образует нечеткие наружные каемки в виде землистых и точечных агрегатов. Часто он тесно ассоциирует с гидроокислами железа и при большом его содержании придает последним не свойственный им белый, слабо-буроватый цвет в отраженном свете.

Карбонаты. При относительно невысоком среднем содержании (0,5—2%) карбонаты имеют повсеместное распространение. Они представлены кальцитом и доломитом. Изредка (в тонкообломочных и глинистых туфах) встречается сидерит.

Кальцит и доломит образуют обычно редкую вкрапленность в цементе. Доломит преимущественно в виде отдельных мелких зерен и их агрегатов, а иногда образует сферолиты и более крупные пятна, которые образуют участки базального цемента, интенсивно корродирующие обломочный материал. В районе Минска и Осиповичей в туффитах встречаются отдельные прослои мощностью 1—5 см, переполненные мелкими (1—10 мм) стяжениями доломита. Иногда они сливаются, образуя прослойки вторичного доломита. Для кальцита, тяготеющего к более крупнообломочным разностям пород, характерны сравнительно крупные неправильные кристаллы. В отдельных прослоях грубо-псаммитовых и псефито-псаммитовых туфов района Столина встречается базальный кальцитовый цемент.

Анальцим. Вторичный анальцим в большом количестве содержится лишь в туфах Столина. В нижней и средней частях туфовой толщи он образует значительную, иногда большую часть цемента пород. Анальцим прозрачный и в отличие от кристаллокластического анальцима совершенно бесцветный. Он не имеет собственных кристаллографических очертаний и выполняет пространства между обломками и другими вторичными минералами. В отдельных прослоях содержание анальцима значительно увеличивается, и он образует большую часть базального цемента, составляя до 25—35% общего объ-

ема породы. Анальцит цемента является аутигенным минералом. Он сформировался в результате химических реакций, происходивших при изменении и разложении пирокластического материала основного состава, который давал свободный кремнезем, глинозем и частично натрий. Большая часть натрия заимствована из остаточных или циркулировавших водных растворов, так как ресурсы натрия в вулканических продуктах основного состава значительно меньше, чем его фактическое содержание в туфах.

В зонах тектонических нарушений, которые нередко встречаются в разрезах Столина и Микашевичско-Житковичского выступа, по трещинам и зонам дробления наблюдаются слабые признаки эндогенной (низкотемпературной гидротермальной) минерализации в виде прожилков кальцита, анальцита, халцедона и примазок и вкрапленности сульфидных минералов — халькопирита, пирита, галенита.

**ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА
ВУЛКАНОГЕННЫХ
ПОРОД БЕЛОРУССИИ**

Некоторые данные о химическом составе вулканогенных пород Белоруссии приведены в работах А. С. Махнача (1956, 1958, 1963), З. Г. Ушаковой (1962) и др. В этой главе обобщены имеющиеся материалы по химической характеристике вулканогенных пород БССР. Глава написана на основании химических и спектральных анализов, выполненных по заказу авторов настоящей работы, а также содержащихся в литературных источниках.

Химический состав вулканогенных пород зависит от исходного состава магмы, за счет которой образовались различные типы пород; характера дифференциации магмы, ее излияния и последующего охлаждения и захоронения; последующих изменений (от ранней постмагматической стадии до чисто гипергенной).

ОСНОВНЫЕ ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Эффузивные породы юго-западной части БССР представлены, как правило, базальтами, базальтовыми порфиритами и близкими к ним (свежими и существенно измененными) типами пород. Наиболее полно первичный состав магмы отражают сравнительно свежие разности пород, которые по своей химической характеристике существенно отличаются от пород измененных.

Сравнительно свежие эффузивные породы основного состава Белоруссии по химическому составу близки к базальтам других районов. Их химическая характеристика, включающая валовый химический состав, числовые характеристики, рассчитанные по методу А. Н. Заварицкого (1960), и процентные соотношения молекулярных количеств приведены в табл. 13. Для сравнения в табл. 14 дана химическая характеристика в различной степени измененных эффузивных пород БССР, а в табл. 15 и 16 — эффузивных пород (свежих и из-

менных) Польши, Украины, Сибирской платформы и др. Анализ этих таблиц показывает:

Содержание кремнезема (SiO_2) в базальтах БССР колеблется в пределах от 47,95 до 53,78%, составляя в среднем 49,88%, что лишь немногим превышает содержание этого компонента в платобазальтах по Дели (49,3%). Значительные колебания содержания кремнезема связаны главным образом с различной степенью постмагматических изменений. Наиболее типичные по содержанию кремнезема (49—50%) базальтовые породы сравнительно свежие и приурочены к средним зонам более мощных базальтовых покровов. Базальтовые породы южной части Брестской впадины содержат несколько больше кремнезема (50,37%), чем в северной части этой же впадины (49,70%). Содержание кремнезема в базальтовых породах северо-восточной Польши (49,05%) и Ровенской области УССР (48,82%) примерно такое, как и в Белоруссии (табл. 15, 16).

Содержание окиси титана (TiO_2) в базальтах Белоруссии несколько ниже, чем в среднем платобазальте по Дели (2,6%), и колеблется от 1,19 до 2,04% (среднее 1,64%). В базальтах северной части Брестской впадины титана не-

Таблица 12

Химические анализы хлоритов из миндалин эффузивных пород основного состава Белоруссии и Украины

Оксиды	Скважины			
	Бродятин, скв. 505 (БССР)	Черняны, скв. 506 (БССР)	Мутвица, (УССР)	Жильжа, скв. 142 (УССР)
SiO_2	31,77	31,01	31,95	28,10
TiO_2	0,06	0,03	1,87	0,12
Al_2O_3	8,91	12,24	12,71	12,23
Fe_2O_3	2,62	1,37	2,71	6,10
FeO	11,34	15,73	19,37	29,03
MnO	0,10	0,09	0,48	0,10
MgO	20,20	22,80	20,49	10,71
CaO	8,20	2,23	0,23	0,90
Na_2O	0,14	0,28	0,16	не опр.
K_2O		0,08		не опр.
H_2O	0,76	0,50	11,30	1,60
П. п. п.	16,40	13,58	не опр.	10,92
Сумма	100,50	99,94	102,29	3,00
Уд. вес	2,68	не опр.	не опр.	3,00

(Ушакова, 1962)

(Ушакова, 1962)

Химическая характеристика сравнительно свежих эффузивных пород основного состава венда юго-западной части БССР

а) валовые химические анализы (аналитики М. А. Жукова, Л. В. Сычевская)

Окислы	Анализы																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	53,78	49,47	48,79	46,95	49,52	49,70	51,78	51,77	50,25	50,10	47,95	50,37	50,42	49,04	49,88	49,3	48,8
TiO ₂	2,04	1,81	1,71	1,63	1,61	1,76	1,19	1,19	1,46	1,19	1,49	1,30	2,40	1,99	1,64	2,6	1,4
Al ₂ O ₃	13,91	13,75	15,47	13,76	13,52	14,08	16,39	15,08	13,22	15,68	15,35	15,14	13,28	10,72	14,18	14,1	15,8
Fe ₂ O ₃	5,83	7,19	5,95	4,89	3,51	5,47	8,17	8,84	12,83	8,24	10,09	9,63	4,36	5,45	7,11	3,4	5,4
FeO	6,59	5,85	6,76	7,20	8,45	6,97	4,79	6,11	4,86	6,79	6,29	5,77	8,73	11,61	7,00	9,6	6,3
MnO	0,24	0,13	0,58	0,42	0,45	0,36	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,30	0,30	0,35	0,2	0,3
MgO	4,36	5,44	6,48	7,99	7,82	6,42	5,26	5,53	5,59	5,61	7,20	5,84	5,88	5,54	6,06	6,4	6,0
CaO	8,49	7,66	7,79	4,01	3,75	6,34	9,18	9,34	9,60	10,21	8,90	9,45	9,26	9,38	8,13	9,7	8,9
Na ₂ O	2,03	3,53	3,68	5,56	4,02	3,76	0,89	0,74	0,87	0,72	0,93	0,83	1,88	1,94	2,23	2,9	3,2
K ₂ O	1,27	1,51	1,22	2,58	2,92	1,90	0,14	0,63	0,40	0,41	0,19	0,35	0,80	0,52	1,05	1,0	1,6
P ₂ O ₅	0,29	0,19	0,24	—	0,26	0,20	0,17	0,18	0,18	0,17	0,18	0,18	0,45	0,13	0,20	0,5	0,5
П. п. п.	1,23	3,75	1,87	4,42	4,45	3,14	1,41	0,68	0,83	1,14	1,31	1,07	1,03	1,56	1,97	—	1,5
Сумма	100,06	100,28	100,54	99,41	100,28	100,10	99,84	100,09	100,09	100,26	99,87	99,93	100,19	100,18	99,80	100,00	100,00

б) числовые характеристики, рассчитанные по методу А. Н. Заварицкого

Продолжение табл. 13

Параметры	Анализы																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
<i>a</i>	6,4	10,1	9,9	15,9	13,0	11,2	2,3	2,6	2,5	2,1	2,4	2,4	5,6	5,0	7,1	7,9	9,7
<i>c</i>	6,2	4,3	5,5	1,2	2,3	3,9	10,6	9,9	7,8	10,0	9,5	9,3	6,3	4,7	6,1	5,4	6,0
<i>b</i>	23,5	26,5	27,3	2,4	27,4	26,4	23,2	25,3	29,9	27,1	29,8	27,5	32,3	27,7	28,7	26,0	
<i>s</i>	63,9	59,1	57,3	54,5	57,5	58,5	63,9	62,1	59,8	60,8	58,3	60,8	60,6	58,0	59,1	58,0	58,3
<i>Q</i>	+8,8	-6,4	-10,7	-22,7	-13,5	-10,5	+12,7	+9,2	+6,8	+7,4	+4,0	+7,5	+3,7	+0,3	-2,1	-5,2	-8,8
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>c'</i>	18,3	19,4	14,8	12,7	7,8	14,4	6,0	7,5	14,0	11,3	6,0	9,6	16,2	21,1	14,1	19,1	16,5
<i>f'</i>	49,4	45,3	44,7	39,8	42,8	44,2	53,1	54,5	53,4	52,0	51,1	53,1	45,3	49,7	48,2	43,3	43,2
<i>m'</i>	32,3	35,3	40,5	47,5	49,3	41,4	40,9	38,0	32,6	36,7	42,9	37,3	37,0	29,2	37,7	37,6	40,3
<i>n</i>	69,6	77,8	82,0	76,0	67,7	75,4	93,7	66,7	77,9	73,4	88,2	76,5	77,6	86,1	68,6	81,0	75,4
<i>t</i>	2,7	2,7	2,5	2,5	2,2	2,6	1,7	1,7	2,1	1,8	2,3	1,9	3,4	3,0	2,4	3,86	2,17
<i>φ</i>	21,3	23,7	19,1	14,4	11,2	17,9	32,1	30,8	37,4	26,9	30,1	31,1	14,2	14,5	22,1	9,83	18,40
<i>a/c</i>	1,03	2,35	1,80	13,25	5,65	2,9	0,23	0,26	0,31	0,21	0,25	0,3	0,90	1,07	1,1	1,46	1,62

в) процентное соотношение молекулярных количеств FeO, MgO, CaO

Окислы	Анализы																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
FeO	39	39	37	38	36	39	37	39	42	38	39	40	36	43	39	35	34
MgO	26	30	34	46	45	36	28	27	26	27	32	28	30	26	31	31	32
CaO	35	31	29	16	16	26	35	34	32	35	29	32	34	31	30	34	34

1—базальт, д. Ротайчицы Брестской области, скв. К12, гл. 1377—1379 м, обр. 143; 2—базальт с выделениями кальцита, д. Ротайчицы, скв. К12, гл. 1479—1482 м, обр. 197; 3—базальт, д. Ротайчицы, скв. К12, гл. 1531—1533 м, обр. 214; 4—базальт, д. Ротайчицы, скв. К12, гл. 1534—1538 м, обр. 218; 5—базальт, д. Ротайчицы, скв. К12, гл. 1534—1538 м, обр. 218; 6—среднее арифметическое 5 анализов (1, 2, 3, 4, 5) базальтов д. Ротайчицы (скв. К12); 7—базальт, д. Хабовичи Брестской области, скв. 12, гл. 234—235 м, обр. 38; 8—базальт, д. Хабовичи, скв. 12, гл. 238—241 м, обр. 41; 9—базальт, д. Хабовичи, скв. 12, гл. 244—247 м, обр. 44; 10—базальт, д. Хабовичи, скв. 12, гл. 252—254 м, обр. 47; 11—базальт, д. Хабовичи, скв. 12, гл. 260 м, обр. 49; 12—среднее арифметическое 5 анализов (7, 8, 9, 10, 11) базальтов скв. 12 д. Хабовичи; 13—базальт, д. Черняны, скв. 506 (Ушакова, 1962); 14—базальт, д. Бродятин Брестской области, скв. 505 (Махнач, 1958); 15—среднее 12 анализов базальтов юго-западной части БССР; 16—платобазальт по Дели (приведен в работе З. Г. Ушаковой, 1962); 17—средний мировой базальт по Дели (приведен в работе З. Г. Ушаковой, 1962).

Химическая характеристика существенно измененных и миндалекаменных
а) валовые химические анализы (анализы)

Оксиды	Ана								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50,84	42,29	43,57	43,45	48,72	51,79	46,78	49,38	50,76
TiO ₂	2,38	2,62	2,74	2,93	2,91	1,57	2,53	1,08	1,06
Al ₂ O ₃	12,48	15,36	13,95	13,70	12,94	13,97	13,73	16,71	13,19
Fe ₂ O ₃	3,00	4,84	9,67	7,40	5,44	4,88	5,87	17,54	14,33
FeO	9,16	6,13	6,49	9,00	7,07	5,47	7,22	0,79	1,41
MnO	0,15	0,53	0,23	0,19	0,14	0,66	0,32	не опр.	не опр.
MgO	5,79	6,88	9,48	10,30	10,70	7,43	8,43	2,38	9,40
CaO	9,58	10,73	0,90	1,14	0,96	1,89	4,20	1,17	5,05
Na ₂ O	3,69	2,66	2,61	2,35	1,94	6,32	3,25	1,07	0,39
K ₂ O	0,51	0,66	3,65	2,94	2,72	1,53	2,00	4,86	0,69
P ₂ O ₅	0,33	0,32	0,38	0,37	0,89	0,18	0,41	0,18	0,18
П. п. п.	2,10	7,24	6,59	6,33	6,10	3,82	5,36	3,79	3,64
Сумма	100,01	100,26	100,26	100,10	100,53	99,51	100,10	98,95	100,10

б) числовые характеристики, расчески

Параметры	Ана								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>a</i>	8,8	7,4	10,9	9,4	7,9	9,8	10,3	9,6	1,8
<i>c</i>	3,9	7,5	0,5	1,3	1,1	1,3	4,3	1,4	6,1
<i>b</i>	28,4	30,6	37,3	38,0	34,9	27,8	28,1	31,8	33,5
<i>s</i>	58,9	54,5	51,3	51,3	56,1	63,8	57,3	57,2	58,6
<i>Q</i>	-3,9	-13,3	-19,7	-17,5	-4,7	+3,2	-10,3	-6,2	+7,6
<i>a'</i>	—	—	17,0	15,6	18,2	—	—	31,4	10,6
<i>c'</i>	26,8	21,8	—	—	—	4,6	3,5	—	—
<i>f'</i>	39,1	36,8	40,6	39,0	31,6	42,0	44,2	50,5	41,6
<i>m'</i>	34,1	41,4	42,4	45,4	50,2	53,5	52,3	18,1	47,8
<i>n</i>	92,3	88,0	51,9	55,7	51,7	86,4	71,2	25,7	46,2
<i>t</i>	3,4	4,5	4,5	4,7	4,3	2,4	39,5	1,7	1,6
<i>φ</i>	8,5	14,5	23,8	16,3	12,0	17,4	18,1	47,3	36,9
<i>a/c</i>	2,3	0,99	21,5	7,2	7,2	7,5	2,4	6,9	0,3

Таблица 14

эффузивных пород основного состава венда юго-западной части БССР
тики М. А. Жукова, Л. В. Сычевская)

Анализы										
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
51,29	52,77	51,05	51,79	50,00	44,89	49,63	48,56	45,86	46,91	48,38
1,42	1,02	1,15	1,83	3,63	1,71	1,70	2,50	не опр.	0,39	1,75
13,26	14,94	14,53	10,23	14,71	13,35	11,37	14,48	17,93	16,07	14,04
15,60	5,93	13,35	7,84	10,41	7,43	13,71	6,47	14,24	7,83	9,21
1,89	6,25	2,59	9,20	1,29	7,33	4,91	7,99	3,26	6,46	5,54
не опр.	не опр.	не опр.	0,43	0,03	0,56	0,03	0,28	не опр.	0,35	0,30
5,92	10,07	6,94	6,32	2,96	1,12	5,79	5,52	7,65	8,13	6,81
7,67	1,46	3,84	4,09	1,54	11,50	1,04	6,36	5,58	5,49	4,48
0,94	1,58	0,99	3,99	0,62	4,43	0,06	3,25	—	3,28	2,44
0,27	1,24	1,77	0,53	5,00	0,34	5,20	0,75	2,40	0,54	1,99
0,17	0,12	0,16	0,23	0,23	0,25	0,22	0,46	не опр.	0,15	0,29
1,41	4,58	3,36	2,97	5,23	5,26	4,61	2,18	5,48	4,07	4,44
99,84	99,96	99,73	99,45	95,65	98,17	98,27	98,80	102,40	99,43	99,67

танные по методу А. Н. Заварицкого

Анализы										
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
2,7	5,0	4,8	9,4	9,3	11,1	8,0	8,6	3,9	8,3	8,7
7,8	1,6	4,7	2,0	2,0	4,1	1,4	5,9	6,9	7,0	5,5
28,0	36,1	31,1	28,9	24,2	27,8	30,3	25,3	35,5	28,5	26,5
61,5	57,3	59,4	59,7	64,5	57,0	60,3	60,2	53,7	56,2	59,3
+7,8	+3,0	+5,5	-1,4	+8,4	-12,3	+3,2	-2,7	-6,3	-11,2	-4,3
—	27,0	16,8	—	32,8	—	17,4	—	18,6	1,0	—
6,3	—	—	9,3	—	38,5	—	5,7	—	—	1,1
56,9	28,8	45,1	54,1	45,3	54,0	43,7	55,7	44,4	48,4	53,2
36,8	43,2	38,1	36,6	21,9	7,5	33,9	38,6	37,0	50,6	45,7
84,2	65,0	45,7	92,9	17,5	96,0	1,8	86,7	28,6	91,0	65,6
2,2	1,4	1,6	2,6	5,1	2,7	2,5	3,7	2,1	0,5	2,7
49,4	12,9	39,6	22,8	39,5	24,6	40,5	28,3	34,8	22,5	31,0
0,4	3,1	1,0	4,7	4,65	2,7	5,7	1,3	0,6	1,2	1,7

в) процентное соотношение молеку

Окислы	Ана								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
FeO	34	30	48	44	37	40	39	69	39
MgO	30	33	50	52	59	51	45	25	44
CaO	36	37	2	4	4	9	16	6	17

1 — базальт миндалекаменный, д. Ротайчицы Брестской области, скв. К12, гл. 1381—1384 м, обр. 145; 2 — базальт карбонатизированный, д. Ротайчицы, скв. К12, гл. 1391—1393 м, обр. 149; 3 — сильно измененная эффузивная порода основного состава, д. Ротайчицы, скв. К12, гл. 1396—1400 м, обр. 156; 4 — сильно измененная эффузивная порода основного состава, д. Ротайчицы, скв. К12, гл. 1396—1400 м, обр. 156; 5 — сильно измененная эффузивная порода основного состава, д. Ротайчицы, скв. К12, гл. 1396—1400 м, обр. 156; 6 — миндалекаменный базальт, д. Ротайчицы, скв. К12, гл. 1534—1538 м, обр. 217; 7 — среднее арифметическое 6 анализов (1, 2, 3, 4, 5, 6) существенно измененных и миндалекаменных пород, скв. К12, д. Ротайчицы; 8 — базальт измененный, д. Хабовичи Брестской области, скв. 12, гл. 229—230 м, обр. 32; 9 — базальт измененный, д. Хабовичи, скв. 12, гл. 232—233 м, обр. 36;

сколько больше (1,76%), чем в южной (1,30%). В эффузивных породах Ровенской (2,27%), Волынской областей и Приднестровья (1,81—2,18%) титана больше, чем в Белоруссии. Сильно обогащены титаном (от 1,70 до 4,00%, среднее 3,09%) базальты северо-восточной Польши. Основные эффузивные породы западной части Русской платформы значительно больше обогащены титаном (до 3—4%), чем траппы Сибирской платформы (1,16%).

Содержание глинозема в базальтах Белоруссии примерно такое (среднее 14,18%, колебания от 13,22, изредка от 10,72 до 16,39%), как и в платобазальтах по Дели (14,1%). Примерно столько же Al_2O_3 в основных эффузивных породах Ровенской области УССР (13,56%), Польши (13,59%) и несколько больше в эффузивных породах Приднестровья (16,99%) и траппах Сибирской платформы (15,15%).

Распределение окиси (Fe_2O_3) и закиси (FeO) железа в эффузивных породах Белоруссии, Польши, Сибирской платформы и платобазальтах по Дели примерно одинаковое. В базальтах Белоруссии среднее содержание Fe_2O_3 составляет 7,11% при колебании от 3,51 до 10,09%, что связано с различной степенью измененности пород. В северных районах Брестской впадины окислов железа меньше, чем в южных (табл. 13).

лярных количеств FeO, MgO, CaO

лизы

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
44	38	46	50	60	45	56	44	44	39	44
29	56	39	34	29	7	39	31	37	41	38
27	6	15	16	11	48	5	25	19	20	18

10 — базальт измененный, д. Хабовичи, скв. 12, гл. 237—238 м, обр. 40; 11 — миндалекаменный сильно измененный базальт, д. Хабовичи, скв. 12, гл. 289—290 м, обр. 54; 12 — среднее арифметическое 4 анализов (8, 9, 10, 11) существенно измененных и миндалекаменных пород основного состава, скв. 12, д. Хабовичи; 13 — альбитизированный и хлоритизированный базальт, д. Бродятин Брестской области, скв. 505 (Махнач, 1958); 14 — базальт, д. Бродятин, скв. 505 (Махнач, 1958); 15 — альбитизированный и хлоритизированный базальт, д. Черняны Брестской области, скв. 506 (Махнач, 1958); 16 — лава основного состава, д. Черняны, скв. 506 (Махнач, 1958); 17 — альбитизированный и хлоритизированный базальтовый порфирит, д. Черняны, скв. 506, гл. 372—382 м (Ушакова, 1962); 18 — сильно измененная эффузивная порода основного состава, д. Хомск Брестской области (Махнач, 1958); 19 — базальт миндалекаменный, г. п. Свислочь Брестской области (Пап, Ковальчук, 1963); 20 — среднее арифметическое 16 анализов (скважины Хабовичей, Ротайчиц, Бродятина, Чернян, Хомска) существенно измененных и миндалекаменных пород основного состава.

Закись железа (FeO) составляет в базальтах Белоруссии 7,00% (от 4,79 до 11,61%), причем в северных районах Брестской впадины этого компонента больше (6,97%), чем в южных (5,77%). Близкие значения содержания Fe_2O_3 и FeO характерны и для других районов — Ровенской области УССР, Приднестровья, Польши, Сибирской платформы, платобазальта по Дели. Известно, что в свежих разностях базальтов закись железа преобладает над окисью. Эта особенность отчетливо выражена в платобазальтах (по Дели), среднем мировом базальте (по Дели), в траппах Сибирской платформы, эффузивных породах основного состава Приднестровья, Ровенской области УССР, северной части Брестской впадины. Исключением являются базальты южной части Брестской впадины (Fe_2O_3 —9,63%, FeO—5,77%) и северо-восточной Польши (Fe_2O_3 —8,63, FeO—5,24), где Fe_2O_3 преобладает над FeO. Между тем цифра суммарного содержания Fe_2O_3 и FeO для базальтов Украины, Белоруссии, Польши, траппов Сибирской платформы, платобазальтов по Дели и среднего мирового базальта примерно одна и та же и не выходит за пределы 13—14%. Преобладание Fe_2O_3 над FeO в базальтах южной части Брестской впадины и северо-восточной Польши может быть обусловлено несколько большей степенью их измененности по

Химическая характеристика основных эффузивных пород восточной части Польши (по О. Juskowiak и W. Ryka, 1967)

а) валовые химические анализы (аналитики W. Palyska, M. Zaluska)

Оксиды	Анализы												
	базальты плагиоклазово-пироксеновые (свежие)						базальты измененные и миндалекаменные						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	53,10	50,12	46,57	49,18	46,19	49,03	51,08	45,80	50,45	40,69	44,02	47,40	46,57
TiO ₂	3,60	3,02	4,00	3,11	1,70	3,09	1,20	2,45	3,50	2,45	4,00	3,50	2,93
Al ₂ O ₃	13,53	13,58	12,71	12,94	15,20	13,59	14,23	14,03	17,22	14,64	14,97	14,07	14,86
Fe ₂ O ₃	4,23	4,70	11,02	11,81	11,40	8,63	3,85	10,54	9,61	18,31	15,05	5,07	10,41
FeO	8,21	8,43	3,49	2,16	3,93	5,24	6,78	2,37	1,32	0,38	0,83	9,52	3,53
MnO	0,15	0,08	0,22	0,22	0,15	0,16	0,17	0,30	0,00	0,05	0,01	0,07	0,10
MgO	3,50	3,65	4,25	4,84	4,30	4,11	8,42	8,04	2,48	5,12	2,36	5,44	5,31
CaO	7,72	8,43	8,74	9,18	9,08	8,63	3,45	1,54	1,32	2,86	1,75	1,86	2,13
Na ₂ O	3,22	3,05	3,15	2,97	2,36	2,95	3,26	0,94	0,17	0,82	0,76	1,39	1,22
K ₂ O	1,14	0,81	0,57	0,60	1,50	0,92	1,82	7,48	6,80	3,79	6,48	5,49	5,31
P ₂ O ₅	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,02	0,00	0,23	0,00	0,00	0,60	0,50	0,22
H ₂ O ⁻	1,14	1,49	3,94	2,35	2,37	2,26	2,69	3,06	3,44	6,29	4,10	1,08	3,44
H ₂ O ⁺	1,08	2,66	0,82	0,67	1,31	1,31	3,17	3,63	3,70	5,15	4,30	4,41	4,06
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,75	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,47	0,00	0,08
S	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,02
Сумма	100,62	100,02	99,56	100,06	100,27	100,10	100,14	100,41	100,01	100,55	99,76	99,82	100,19

б) числовые характеристики, рассчитанные по методу А. Н. Заварицкого

Пара- метры	Анализы												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<i>a</i>	8,8	8,1	8,2	7,6	7,9	8,2	10,0	13,4	10,7	8,1	12,4	11,5	11,0
<i>c</i>	4,7	5,5	4,8	5,1	7,0	5,3	4,4	2,0	1,7	3,9	2,4	2,3	2,8
<i>b</i>	22,5	24,3	27,6	27,4	27,3	25,8	25,4	28,3	24,4	33,8	25,1	27,0	27,5
<i>s</i>	64,0	62,1	59,4	59,9	57,8	60,7	60,2	56,3	63,2	54,2	60,1	59,5	58,7
<i>Q</i>	+5,7	+2,5	-2,4	-0,5	-7,2	-0,3	-4,0	-16,2	+3,3	-11,7	-7,0	-6,9	-7,7
<i>a'</i>	—	—	—	—	—	—	3,3	7,8	41,4	17,9	21,0	12,9	17,0
<i>c'</i>	21,4	21,6	23,1	23,3	16,0	21,5	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	51,9	51,8	49,5	46,1	53,3	50,4	39,4	42,3	40,4	53,3	60,8	51,6	47,9
<i>m'</i>	26,7	26,6	27,4	30,6	28,7	28,1	57,3	49,9	18,2	28,8	18,1	35,5	35,1
<i>n</i>	81,3	84,9	89,5	88,1	70,4	82,8	73,6	16,0	3,4	24,5	15,4	28,0	25,3
<i>t</i>	4,8	4,4	6,1	4,6	2,7	1,6	1,7	3,9	5,0	4,4	6,4	5,3	4,5
<i>φ</i>	16,5	17,0	35,8	50,0	38,1	29,8	13,1	33,2	34,7	51,7	58,7	16,8	34,6
<i>a/c</i>	1,9	1,5	1,7	1,5	1,1	1,5	2,3	6,7	6,3	2,1	5,2	5,0	3,9

в) процентное соотношение молекулярных количеств FeO, MgO, CaO

Оксиды	Анализы												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
FeO	43	42	42	34	43	42	35	43	67	57	69	54	51
MgO	22	22	23	28	23	23	50	50	23	31	20	37	38
CaO	35	36	35	38	34	35	15	7	10	12	11	9	11

1 — Крушняны 1, гл. 413,5 м; 2 — Крушняны 2, гл. 409,7 м; 3 — Татаровцы, гл. 482,7 м; 4 — Татаровцы, гл. 506,8 м; 5 — Мельник, гл. 1615,9 м; 6 — среднее арифметическое 5 анализов (1, 2, 3, 4, 5) свежих базальтов; 7 — Мельник, гл. 1690,9 м; 8 — Крушняны 1, гл. 420,5 м; 9 — Крушняны 2, гл. 429,5 м; 10 — Крушняны 4, гл. 387,9 м; 11 — Татаровцы, гл. 461,1 м; 12 — Татаровцы, гл. 498,4 м; 13 — среднее арифметическое 6 анализов (7, 8, 9, 10, 11, 12) измененных и миндалекаменных базальтов.

К данным, приведенным в таблице O. Juskowiak и W. Ryka (1967), нами добавлены: среднее арифметическое свежих (анализ 6) и измененных (анализ 12) базальтов, числовые характеристики *t*, *φ* и *a/c*, процентное соотношение молекулярных количеств FeO, MgO, CaO.

Химическая характеристика основных эффузивных пород УССР и Сибирской платформы (Ушакова, 1962)
а) валовые химические анализы

Окислы	Анализы									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	39,46	48,82	45,00	46,50	47,69	42,87	46,73	47,50	49,3	48,8
TiO ₂	3,34	2,27	3,09	1,66	2,18	1,81	1,16	1,51	2,6	1,4
Al ₂ O ₃	14,97	13,56	13,91	12,66	16,99	15,15	15,15	15,08	14,1	15,8
Fe ₂ O ₃	5,21	4,72	7,76	5,47	3,67	5,88	5,08	4,41	3,4	5,4
FeO	12,14	8,70	6,94	6,52	7,99	7,13	7,89	9,08	9,9	6,3
MnO	0,33	0,21	0,17	0,28	0,32	0,36	0,20	0,24	0,2	0,3
MgO	9,25	5,94	6,27	10,69	6,40	8,88	7,12	6,34	6,4	6,0
CaO	2,44	9,26	8,61	6,30	10,21	5,48	10,01	10,05	9,7	8,9
Na ₂ O	1,97	2,24	2,45	3,45	1,87	2,45	2,03	1,92	2,9	3,2
K ₂ O	1,27	0,80	1,15	0,69	0,90	2,58	0,45	0,82	1,0	1,0
P ₂ O ₅	0,34	0,25	0,46	0,10	—	0,15	0,05	0,10	0,5	0,5
CO ₂	0,29	0,18	0,05	0,34	не опр.	не опр.	0,07	0,33	—	—
SO ₃	0,04	0,03	0,11	не опр.	не опр.	не опр.	0,05	0,05	—	—
S	—	0,01	—	не опр.	не опр.	не опр.	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	2,29	1,34	1,54	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	2,00	2,77	3,95	—	—	—	—
П.п. п.	6,66	1,67	2,49	3,54	1,17	5,32	2,19	2,57	—	1,8
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,26	—	100,02	100,00	100,00	100,00	100,00

б) числовые характеристики, рассчитанные по методу А. Н. Заварицкого

Параметры	Анализы									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>a</i>	6,4	6,3	7,6	8,7	5,7	9,8	5,4	5,7	7,9	9,7
<i>c</i>	2,2	6,2	6,0	4,3	9,1	5,6	8,0	7,7	5,4	6,0
<i>b</i>	42,6	28,0	29,4	52,2	26,7	31,2	29,8	28,7	28,7	26,0
<i>s</i>	48,8	59,6	57,0	54,8	58,5	53,4	56,8	57,9	58,0	58,3
<i>Q</i>	-17,4	+0,2	-7,2	-12,1	-3,5	-18,4	-5,2	-5,3	-5,2	-8,8
<i>a'</i>	22,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>c'</i>	—	16,9	13,8	8,3	14,7	7,4	14,9	14,7	19,1	16,5
<i>f'</i>	39,4	46,0	48,1	34,8	42,9	41,4	42,55	46,13	43,3	43,2
<i>m'</i>	37,7	37,1	38,1	59,6	42,4	51,2	42,55	39,0	37,6	40,3
<i>n</i>	69,6	80,0	75,5	88,9	75,0	58,8	86,8	77,5	81,0	75,4
<i>t</i>	6,01	3,44	4,95	2,6	3,29	3,1	1,89	2,34	3,86	2,17
Φ	10,8	14,6	24,1	14,6	12,3	17,1	15,4	13,9	9,83	18,4
<i>a/c</i>	2,91	1,02	1,27	2,0	0,63	1,8	0,67	0,74	1,41	1,62

в) процентное соотношение молекулярных количеств FeO, MgO, CaO

Параметр	Анализы									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
FeO	46	36	39	30	31	36	33	35	35	34
MgO	45	30	31	49	32	44	33	30	31	32
CaO	9	34	30	21	37	20	34	35	34	34

1 — миндалекаменные хлоритизированные базальты (базальтовые порфириты) Ровенской области УССР. Среднее из 9 анализов, рассчитанное на 100% (Ушакова, 1962); 2 — базальты и долериты средних частей покровов Ровенской области УССР. Среднее из 18 анализов, рассчитанное на 100% (Ушакова, 1962); 3 — интрузивные траппы Ровенской области УССР. Среднее из трех анализов, рассчитанных на 100% (Ушакова, 1962); 4 — базальтовые порфириты скважины Бережцы (2944) Вольнской области УССР. Среднее из 5 анализов (Ушакова, 1962); 5 — долерит из скважины Каменка—Приднестровье, УССР (Саянов, 1957); 6 — измененные породы основного состава скважины Каменка (Приднестровье, УССР); среднее из трех анализов, рассчитанных на 100% (по материалам А. А. Чумакова, П. М. Сухаревича и В. С. Саянова, 1957 — приведены в работе З. Г. Ушаковой, 1962); 7 — эффузивные траппы Сибирской платформы, среднее из 43 анализов, рассчитанных на 100% (по М. А. Лурье, приведены в работе З. Г. Ушаковой, 1962); 8 — нормальные интрузивные долериты Сибирской платформы. Среднее из 167 анализов, рассчитанных на 100% (по М. А. Лурье, приведены в работе З. Г. Ушаковой, 1962); 10 — средний мировая базальт по Делл (приведен в работе З. Г. Ушаковой, 1962).

сравнению с другими породами и переходом части FeO в Fe_2O_3 . Неточности в определении Fe_2O_3 и FeO в породах, по-видимому, исключаются.

Содержание окислов марганца (MnO) в вулканогенных породах Белоруссии колеблется в пределах 0,13—0,58% (среднее 0,35%). Примерно такие же содержания характерны для эффузивных пород основного состава и других районов: УССР — 0,20—0,36, Польши — 0,16, Сибирской платформы — 0,24, платобазальтов по Дели — 0,2—0,3%.

Для свежих разностей эффузивных пород основного состава характерно преобладание окиси Ca (CaO) над окисью Mg (MgO). Эта закономерность хорошо выражена в платобазальтах по Дели, траппах Сибирской платформы, базальтах Польши, УССР и других районах. Она же отчетливо проявляется и в базальтах южной части Белоруссии, в которых среднее содержание MgO составляет 6,06% (колебания от 4,36 до 7,77%), CaO — 8,13% (3,75—10,21%). Примерно такие же содержания MgO (4—7%) и CaO (8—10%) характерны для аналогичных пород и других районов (табл. 15, 16).

Общее содержание щелочей (Na_2O и K_2O) в эффузивных породах основного состава Белоруссии невысокое и колеблется от 1,5—2% до 4—5%, лишь изредка доходя до 5—7%. В них, как и в основных эффузивных породах Украины, Польши, Сибирской платформы и других районов (табл. 15, 16), существенно преобладает Na_2O над K_2O . Среднее содержание Na_2O в базальтах Белоруссии составляет 2,73% (колебания от 0,72 до 5,56%), K_2O — 1,05% (0,14—2,58%). Характерно, что базальты северной части Брестской впадины значительно больше обогащены щелочами (Na_2O — 3,76%, K_2O — 1,90%), чем южной (Na_2O — 0,83%, K_2O — 0,35%).

Измененные эффузивные породы основного состава широко развиты в эффузивной толще. Вторичные изменения обусловлены процессами, протекавшими в различное время (от ранней постмагматической стадии до гипергенной). Они привели к выносу, вносу и перераспределению в породе различных химических компонентов. Вторичные процессы особенно интенсивно сказались на поведении кремнезема, соединений железа, кальция, магния, натрия и калия.

Для измененных и миндалекаменных пород Белоруссии (табл. 14) характерно, как правило, пониженное содержание кремнезема (среднее 48,38%), что связано с его частичным выносом в процессе разложения полевых шпатов и пироксенов. Существенные колебания в содержании кремнезема в измененных породах (от 42,29 до 51,79%) обусловлены различной степенью их измененности, а также частичным вторичным окремнением пород на отдельных участках. Еще более значительное понижение содержания кремнезема наблюдается в

измененных основных эффузивах Польши (46,57%), Приднестровья (42,87%) и особенно Ровенской области УССР (39,46%).

В результате вторичных изменений в эффузивных породах основного состава Белоруссии произошло перераспределение баланса окисных и закисных форм железа. Как правило, значительная часть закиси железа перешла в окись этого же элемента. В большинстве образцов измененных пород Fe_2O_3 преобладает над FeO . Среднее содержание Fe_2O_3 в измененных породах Белоруссии составляет 9,21%, FeO —5,54%. Такое же примерно соотношение железа характерно и для эффузивных пород Польши (Fe_2O_3 —10,41%, FeO —3,53%).

В измененных эффузивных породах Белоруссии наблюдается резкое изменение соотношения содержания MgO и CaO . Если в свежих породах CaO преобладает над MgO , то в измененных, наоборот, содержание CaO понижается, MgO повышается и всегда MgO преобладает над CaO . В измененных эффузивных породах Белоруссии MgO составляет 6,81%, CaO —4,48%. Значительное преобладание магния над кальцием характерно и для измененных пород Польши (MgO 5,31%, CaO 2,13%), Ровенской области УССР (MgO 9,25%, CaO 2,44%), Приднестровья (MgO 8,88%, CaO 5,48%). Существенное преобладание магния над кальцием в измененных эффузивных породах связано с деанортизацией и последующим разложением плагиоклазов, что привело к выносу значительного количества кальция, с хлоритизацией породы (пироксенов, вулканического стекла, заполнение хлоритом пустот и т. д.), с чем связано резкое повышение в породах соединений магния.

На первых стадиях изменения эффузивных пород основного состава, когда происходят деанортизация плагиоклазов и появление альбитизированных разностей основного плагиоклаза и альбита, наблюдается вынос кальция и увеличивается содержание щелочей (Na_2O и K_2O), главным образом за счет Na_2O . Позже, когда происходит разложение альбита, уменьшается содержание Na_2O и происходит увеличение K_2O , который находится главным образом в адсорбированном состоянии. Если в свежих разностях базальтов Белоруссии среднее содержание K_2O равно 1,05% и только в отдельных образцах доходит до 2,58—2,92%, то в измененных породах основного состава среднее содержание равно 1,99%, а в отдельных образцах доходит до 5%, а иногда и выше. Общее содержание щелочей (Na_2O и K_2O) в измененных эффузивных породах Белоруссии значительно выше (среднее 17 анализов 4,29%), чем в сравнительно свежих (среднее 12 анализов 3,29%). Особенно отчетливо эта закономерность в перераспределении щелочей выражена в эффузивных породах Польши (табл. 15). Среднее содержание щелочей (Na_2O и K_2O) в сравнительно свежих разностях базальтов Польши равно 3,87%, в измененных породах оно зна-

чительно выше (6,53%). Если в свежих разностях эффузивов содержание Na_2O (2,95) резко преобладает над K_2O (0,92%), то в измененных породах, наоборот, содержание K_2O (5,31%) преобладает над Na_2O (1,22%).

На диаграммах химического состава основных эффузивных пород Белоруссии (рис. 28, 29) наблюдаются некоторые закономерности в распределении фигуративных точек. На рис. 28, на котором нанесены фигуративные точки сравнительно

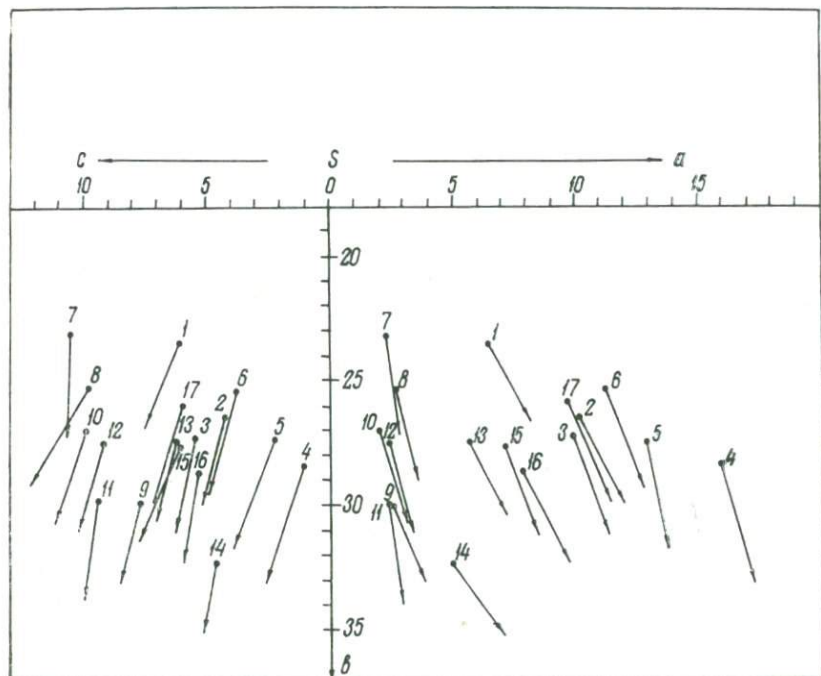


Рис. 28. Диаграмма химического состава сравнительно свежих эффузивных пород основного состава вендского комплекса юго-западной части БССР (по методу А. Н. Загарицкого). Номера фигуративных точек соответствуют номерам образцов в табл. 13

свежих эффузивных пород Белоруссии, точка 15 (среднее из 12 анализов свежих базальтов Белоруссии) находится рядом с точкой платобазальта по Дели, отличаясь от нее несколько большей величиной параметра v . Положение точек и векторов для отдельных образцов характеризуется значительным разном в пределах 23—32 по v и 2—16 по a . Примерно такой же разном характерен и для левой части диаграммы по параметру c . Положение векторов, определяющих соотношение Na_2O и K_2O , в подавляющем большинстве весьма близко между собой.

На рис. 29 показаны в различной степени измененные эффузивные породы основного состава Белоруссии, фигуративные точки характеризуются большим разносом на диаграмме ($b = 25-33$; $a = 2-11$; $c = 0,5-8$), векторы направлены на юг, юго-запад и юго-восток. Различны положение и величина векторов и для левой части диаграммы. Фигуративная точка для среднего химического состава (из 16 анализов эффузивных пород Белоруссии) занимает почти такое же положение, как

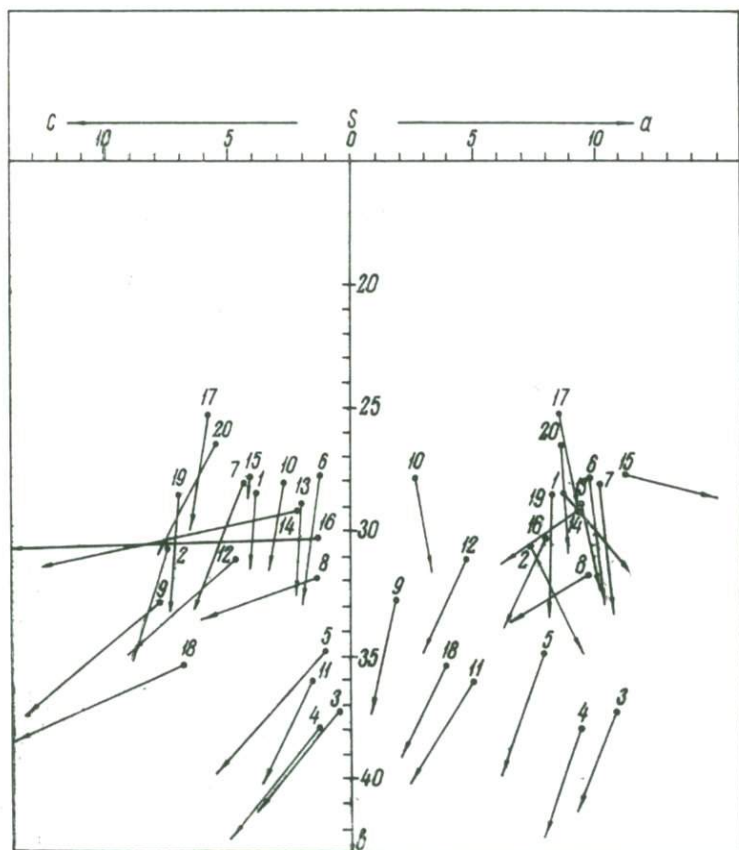


Рис. 29. Диаграмма химического состава существенно измененных и миндалекаменных эффузивных пород основного состава вендского комплекса юго-западной части БССР (по методу А. Н. Заварицкого). Номера фигуративных точек соответствуют номерам образцов в табл. 14)

и платобазальты по Дели и среднее сравнительно свежих базальтов БССР, отличаясь от них несколько меньшей величиной параметра b (25) и несколько большей величиной параметра a (8,5.)

Анализ рис. 28 и 29 показывает, что все образцы сравнительно свежих и в различной степени измененных пород эффузивной толщи Белоруссии, отнесенных нами к базальтоидам, укладываются на диаграммах в поле пород основного состава.

Числовые характеристики эффузивных пород основного состава Белоруссии и других районов, высчитанные по методу А. Н. Заварицкого, приведены в табл. 13—16. Они отражают основные закономерности химического состава этих пород.

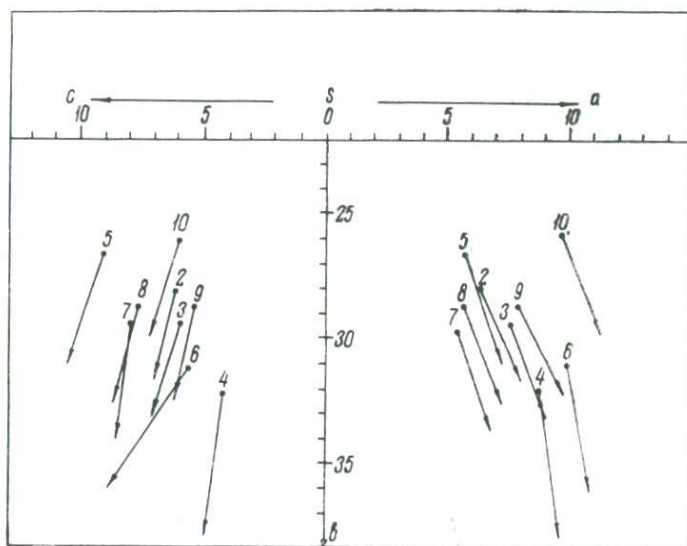


Рис. 30. Диаграмма химического состава эффузивных пород основного состава УССР и Сибирской платформы (по Ушаковой, 1962). Номера фигуративных точек соответствуют номерам образцов в табл. 16

Величина a , определяющая содержание в породе щелочей Na_2O и K_2O , для сравнительно свежих базальтов Белоруссии равна 7,1, т. е. примерно как и в платобазальтах по Дели (7,9), при довольно значительном колебании (2,1—15,9). Для базальтов северной части Брестской впадины характерно повышенное значение a (11,2), для южной части этой же структуры — пониженное (2,4). В измененных эффузивных породах основного состава Белоруссии по сравнению со свежими разностями величина a значительно большая. Эта величина в эффузивных породах Польши выше (свежие разности 11,0; измененные 8,2), на Украине ниже (6,3—6,4), чем в БССР.

Величина c в сравнительно свежих эффузивных породах Белоруссии примерно такая же (6,1), как в платобазальтах Ровенской области (6,2) и Польши (5,3). Значительно выше c в траппах Сибирской платформы (8,0), чем Белоруссии и

смежных районов. В измененных эффузивных породах основного состава Белоруссии s ниже (5,5), чем в свежих базальтах. Ниже эта величина и в базальтах Ровенской области УССР (2,2), Польши (2,8) и других районах.

Величина s в сравнительно свежих (27,7) и измененных (26,5) базальтовых пород Белоруссии примерно такая, как в Ровенской области (28,0), Польше (25,8 для свежих пород и 27,5 для измененных), траппах Сибирской платформы (29,8), платобазальте по Дели (28,7).

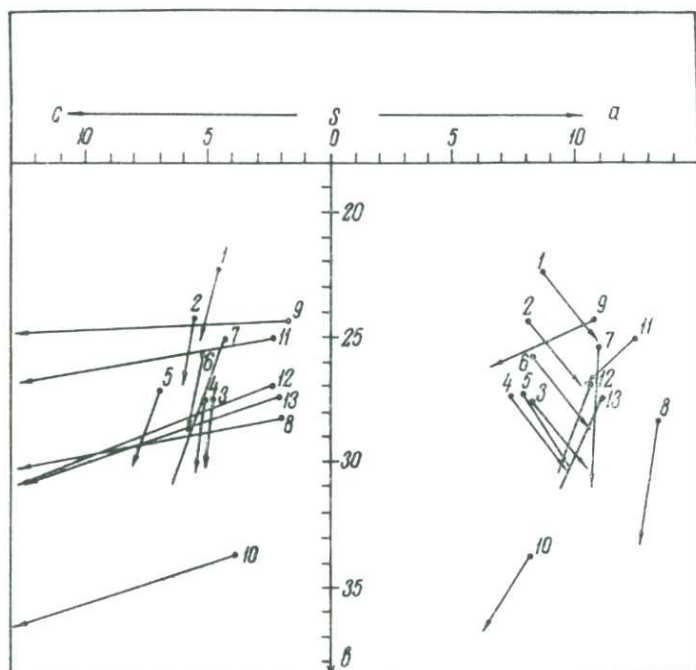


Рис. 31. Диаграмма химического состава основных эффузивных пород северо-восточной части Польши (Juskowiak, Ryka, 1967). Номера фигуративных точек соответствуют номерам образцов в табл. 15

Величина s в базальтах Белоруссии составляет 59,1. Примерно такие же цифры характерны для эффузивных пород основного состава Ровенской области (59,5), Польши (60,7), платобазальта (58,0) и мирового базальта (58,3) по Дели. В траппах Сибирской платформы s несколько меньше (56,8).

В сравнительно свежих разностях базальтов Белоруссии наблюдаются как насыщенные, так и недонасыщенные кремнеземом разности. Среднее значение Q в них равно $-2,1$. В измененных эффузивных породах этого района Q значительно ни-

же ($-4,3$), что свидетельствует о их значительно большей недонасыщенности кремнеземом. Примерно такие же, как и для базальтов Белоруссии, значения Q характерны для эффузивов основного состава Польши (свежие разности $-0,3$; измененные $-7,7$), платобазальтов ($-5,2$) по Дели. Значительно большие отрицательные величины Q характерны для эффузивов Ровенской области (в свежих разностях $-6,4$, в измененных $-27,4$), что свидетельствует о их большой недонасыщенности SiO_2 .

подавляющее большинство свежих разностей эффузивных пород основного состава Белоруссии, Польши и Украины имеет состав нормального ряда, и только некоторые пересыщены Al_2O_3 . Для измененных пород характерна, как правило, недонасыщенность глиноземом.

Величина f' , определяющая суммарное содержание в породе Fe_2O_3 , FeO и MnO , в базальтах Белоруссии равна $48,2$, причем в северных районах Брестской впадины она значительно ниже ($44,2$), чем в южных ($53,1$). Примерно такие же цифры характерны для базальтов Польши (свежие $-50,4$; измененные $-47,9$). В базальтах Ровенской области УССР f' ниже ($46,0$ в свежих породах, $37,7$ в измененных). Значительно более низкие, чем для эффузивов Белоруссии, показатели величины f' в траппах Сибирской платформы ($42,55$), платобазальтах ($43,3$) и среднем мировом базальте ($43,2$) по Дели.

Базальты Белоруссии и Польши характеризуются повышенной величиной φ , показывающей содержание Fe_2O_3 , причем несколько больше в измененных породах, чем в свежих (БССР — свежие породы $22,1$, измененные 31 ; Польша — свежие породы $29,8$, измененные $34,6$). В базальтах Сибирской платформы, УССР, платобазальтах по Дели φ значительно ниже ($10-18$), что обусловлено их меньшей измененностью.

Параметр m' , характеризующий содержание в породе магния, в базальтах Белоруссии такой же ($37,7$), как и в платобазальте по Дели ($37,6$), базальтах Ровенской области УССР. Он значительно ниже в базальтах Польши ($28,1$) и выше в траппах Сибирской платформы ($42,55$). В измененных эффузивных породах основного состава m' значительно выше, чем в свежих (БССР — $45,7$; Польша — $35,1$).

Величина n , характеризующая соотношение Na_2O и K_2O , в базальтах Белоруссии равна $68,6$. Она значительно меньше, чем в базальтах Ровенской области ($80,0$), базальтах Польши ($82,8$), платобазальтах по Дели ($81,0$), траппах Сибирской платформы ($86,8$). В измененных породах величина n ниже (БССР — $65,6$; Ровенская область — $69,6$; Польша — $25,3$), чем в свежих.

По величине t , отражающей содержание в породе титана, базальты Белоруссии ($2,4$) занимают промежуточное положение

ние между базальтами Польши (1,8) и траппами Сибирской платформы (1,89), с одной стороны, базальтами Ровенской области (3,44) и платобазальтами по Дели (3,86) — с другой. Для измененных эффузивных пород характерно более высокое значение t , чем свежих базальтов (БССР — 2,7; Ровенская область — 6,01; Польша — 4,5).

Весьма показательным является соотношение молекулярных количеств железа (FeO , Fe_2O_3), MgO и CaO , которые в свежих базальтах Белоруссии, Польши, Украины, траппах Сибирской платформы, платобазальтах и среднем мировом базальте по Дели содержатся примерно в равных количествах. И только в измененных разностях резко возрастают FeO и MgO и убывает CaO . Содержание CaO падает в БССР с 30 до 18, в Ровенской области — с 34 до 9, в Польше — с 35 до 15.

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ СРЕДНЕГО СОСТАВА

Эффузивные породы среднего состава известны только в северной части Брестской области, где они приурочены к средней части эффузивной толщи и занимают промежуточное положение между андезитами и дацитами. Химическая характеристика этих пород, включающая их валовый химический состав, числовые характеристики, рассчитанные по методу А. Н. Заварицкого, и процентные соотношения молекулярных количеств приведены в табл. 17 (сравнительно свежие породы) и 18 (вторично измененные сильно окремненные).

Содержание кремнезема (SiO_2) в средних эффузивах Брестской впадины составляет 65,40% (60,47—67,76), т. е. примерно столько же, сколько и в дацитах (65,58%), выше, чем в андезитах (59,59%) и ниже, чем в липаритах (72,90%). Породы скважины Ротайчицы менее кислые, чем породы Кобрина. В сильно измененных и вторично окремненных породах содержание кремнезема составляет 72,88% в Ротайчицах и 73,24% в Кобрине. По содержанию кремнезема породы среднего состава Брестской впадины ближе всего подходят к дацитам, некоторые образцы — к андезитам, дацито-андезитам и дацито-липаритам.

Окись титана (TiO_2) содержится в незначительном количестве как в сравнительно свежих (среднее 0,84; колебания 0,77—1,21), так и в сильно измененных (среднее 0,87; колебания 0,53—1,40) эффузивных породах среднего состава Белоруссии. Примерно такое же количество титана в андезитах (0,78%) и меньше в дацитах (0,57%) и липаритах (0,48%).

Среднее содержание Al_2O_3 в эффузивных породах среднего состава Белоруссии равно 14,13% (13,12—17,10%), в их изме-

Химическая характеристика эффузивных пород
а) валовые химические анализы

Оксиды	Ана								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	64,11	63,74	65,52	66,29	65,69	66,64	66,06	63,62	65,21
TiO ₂	0,90	1,12	0,99	0,97	0,86	0,84	0,94	0,96	0,85
Al ₂ O ₃	13,12	15,76	14,94	13,76	14,83	13,22	13,58	17,10	14,54
Fe ₂ O ₃	4,70	0,03	0,76	1,26	1,55	2,55	2,78	1,79	1,93
FeO	2,28	2,69	2,29	1,95	1,04	1,45	1,32	1,15	1,77
MnO	0,03	0,07	не обн.	—	0,04	0,02	0,04	0,07	0,04
MgO	4,50	4,07	4,05	3,70	3,51	3,22	3,41	3,17	3,70
CaO	0,64	2,61	3,31	3,09	3,16	2,35	2,69	0,62	2,31
Na ₂ O	1,09	2,92	1,61	3,40	1,96	3,78	1,61	5,06	2,68
K ₂ O	3,37	1,31	0,85	0,57	0,89	1,25	1,28	3,27	1,60
P ₂ O ₅	0,66	0,24	0,23	0,22	0,21	0,27	0,25	0,22	0,29
П.п.п.	5,00	5,69	5,37	5,49	6,90	5,24	5,79	3,59	5,38
Сумма	100,40	100,25	99,92	100,70	100,64	100,83	99,75	100,62	100,30

б) числовые характеристики, рассчитанные

Параметры	Ана								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>a</i>	3,1	8,3	4,8	8,3	5,8	10,1	8,3	14,0	8,4
<i>c</i>	0,8	3,1	4,0	3,8	3,8	2,9	3,3	0,7	2,8
<i>b</i>	25,5	16,0	15,5	11,8	14,7	10,7	12,6	14,5	15,1
<i>s</i>	70,6	72,0	75,7	76,1	75,7	76,3	75,8	70,8	73,7
<i>Q</i>	+34,2	+24,9	+37,8	+31,8	+36,0	+28,5	+28,4	+18,6	+27,8
<i>a'</i>	47,2	40,5	37,3	22,0	43,7	16,6	26,2	46,6	36,2
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>f'</i>	24,1	16,4	18,7	24,8	15,8	33,1	28,6	17,8	22,2
<i>m'</i>	28,7	43,1	44,0	53,2	40,5	50,3	45,2	35,6	41,6
<i>n</i>	75,0	77,1	74,3	90,2	76,2	82,5	42,6	77,4	72,1
<i>t</i>	1,0	1,3	1,2	1,1	1,0	0,9	1,1	1,1	0,9
<i>φ</i>	14,9	0,1	4,4	9,2	9,9	20,4	18,4	10,5	10,9
<i>a/c</i>	3,9	2,68	1,20	2,16	1,53	3,48	2,5	18,5	3,9

в) процентное соотношение

Оксиды	Ана								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
FeO	43	21	21	23	19	30	29	30	27
MgO	51	54	50	48	49	46	45	61	51
CaO	6	25	29	29	32	24	26	9	22

1—8—андезито-дацитовые породы вендского комплекса скважины К12 д. Ротайчицы, Брестской области: 1—гл. 1427—1431 м, обр. 170; 2—гл. 1427—1431 м, обр. 174; 3—гл. 1432—1433 м, обр. 176; 4—гл. 1434—1438 м, обр. 178; 5—гл. 1434—1438 м, обр. 178—1; 6—гл. 1434—1438 м, обр. 179; 7—гл. 1434—1438 м, обр. 179—1; 8—гл. 1449—1453 м, обр. 186; 9—среднее арифметическое восьми (1—8) анализов дацито-андезитовых пород скв. К12;

Таблица 17

среднего состава венда юго-западной части БССР
(аналитик М. А. Жукова)

лизы									
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
60,47	67,28	57,68	67,76	65,77	65,40	59,59	65,68	60,68	72,90
0,84	0,94	0,77	0,78	0,83	0,84	0,77	0,57	0,38	0,48
15,56	13,45	12,39	11,84	13,31	14,13	17,31	16,25	17,74	14,18
4,70	2,95	1,86	0,84	2,59	2,15	3,33	2,38	2,64	1,65
0,80	1,46	1,61	2,28	1,54	1,69	3,13	1,90	2,62	0,31
0,04	0,05	0,09	0,08	0,07	0,05	0,18	0,06	0,06	0,13
4,63	3,09	1,10	0,92	2,44	3,28	2,75	1,41	1,12	0,40
1,69	2,09	2,41	2,29	2,12	2,25	5,80	3,46	3,09	1,13
0,92	1,16	4,52	5,00	2,90	2,75	3,58	3,97	4,43	3,54
4,25	2,19	2,59	2,81	2,96	2,05	2,04	2,67	5,74	3,94
0,19	0,22	0,23	0,22	0,21	0,26	0,26	0,15	0,24	0,01
6,27	5,10	5,47	4,67	5,38	5,38	—	—	—	—
100,36	99,98	100,62	99,49	100,12	100,22	—	—	—	—

по методу А. Н. Заварицкого

лизы									
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
8,1	5,6	13,9	15,2	10,8	9,0	11,1	12,8	18,6	12,9
2,1	2,5	1,4	0,3	2,6	1,4	6,4	4,3	2,9	1,3
20,9	16,0	6,6	6,9	9,9	16,1	12,0	7,0	7,7	5,3
69,0	75,9	78,1	77,6	76,7	73,5	70,5	75,9	70,8	80,5
19,8	+35,1	+28,0	+24,5	+29,2	+27,6	12,4	—	+1,5	+33,9
40,1	43,5	—	—	19,7	44,1	—	9,8	—	52,5
—	—	22,9	35,6	—	—	7,6	—	12,6	—
22,7	24,3	49,0	42,6	38,0	21,6	51,8	55,9	62,1	35,7
37,2	32,2	28,1	21,8	42,3	34,3	40,6	34,3	25,3	12,0
25,0	45,2	72,3	73,0	60,3	68,2	75,3	68,9	54,1	58,2
1,0	1,1	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0	0,6	0,5	0,5
18,8	15,9	25,0	9,0	22,5	11,0	24,7	29,4	28,8	27,5
4,1	2,24	9,21	4,8	4,2	6,4	1,75	3,0	6,4	9,9

молекулярных количеств FeO, MgO, CaO

лизы									
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
33	34	40	41	36	34	34	37	46	61
53	45	23	21	39	53	27	23	18	13
14	21	27	38	25	13	39	40	36	26

10—13—дацитовые породы вендского комплекса скважины К4 района Кобрин; 10—гл. 592—598 м, обр. 1; 11—гл. 614—617 м, обр. 2; 12—гл. 637—640 м, обр. 3; 13—гл. 637—640 м, обр. 4; 14—среднее арифметическое 4 анализов (10, 11, 12, 13) дацитовых пород скважины К14 района Кобрин; 15—среднее арифметическое 12 анализов дацито-андезитовых пород Ротайчиц (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7) и Кобрин (10, 11, 12, 13); 16—андезит; 17—дацит; 18—трахит; 19—липарит (анализы 16—19 по Р. Дели, приведены в работе С. Д. Четверикова, 1956).

Химическая характеристика окремнелых эффузивных пород среднего состава венда юго-западной части БССР
а) валовые химические анализы (аналитик М. А. Жукова)

Окислы	Анализы									
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	68,17	69,11	75,74	78,36	73,03	72,88	73,65	72,82	73,24	72,98
TiO ₂	0,79	1,04	1,40	0,53	0,72	0,90	0,82	0,78	0,80	0,87
Al ₂ O ₃	12,86	13,34	8,55	8,63	10,83	10,84	12,42	11,99	12,21	11,23
Fe ₂ O ₃	2,11	1,03	2,38	1,00	1,97	1,70	1,56	3,21	2,39	1,89
FeO	1,08	0,80	1,63	2,07	1,82	1,48	0,45	0,71	0,58	1,22
MnO	не обн.	не обн.	0,08	0,06	1,01	0,03	0,05	0,06	0,06	0,05
MgO	2,87	2,43	1,69	2,61	2,30	2,38	0,09	0,40	0,25	1,77
CaO	2,99	2,02	0,45	0,48	0,48	1,28	2,13	1,93	2,03	1,50
Na ₂ O	3,08	2,52	1,06	0,60	2,82	2,02	2,82	2,64	2,73	2,22
K ₂ O	0,45	4,08	4,37	3,04	3,18	3,02	4,80	5,18	4,99	3,59
P ₂ O ₅	0,20	0,22	0,13	0,17	0,56	0,26	0,21	0,21	0,21	0,24
CO ₂	1,62	1,86	не опр.	не опр.	0,79	1,42	не опр.	не опр.	не опр.	1,42
H ₂ O ⁻	6,02	4,27	0,74	0,76	0,66	2,49	0,73	0,28	0,51	1,92
П.п.п.	6,09	3,36	3,06	3,22	2,69	3,48	0,95	0,63	0,79	2,71
Сумма	100,69	99,95	100,54	100,77	100,41	100,27	99,95	100,56	100,28	100,27

б) числовые характеристики по методу А. Н. Заварицкого

Параметры	Анализы									
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
<i>a</i>	7,4	11,4	8,4	5,1	11,6	8,5	12,9	13,0	13,00	9,7
<i>c</i>	3,7	2,3	0,5	0,5	0,6	1,5	1,7	1,3	1,5	1,8
<i>b</i>	10,2	10,7	7,6	10,7	8,0	9,2	2,7	4,9	4,0	7,0

<i>s</i>	78,7	75,6	83,5	83,7	79,8	80,8	82,7	80,8	81,5	81,5
<i>Q</i>	+38,9	+26,1	+39,7	+56,8	+35,8	+43,1	+37,9	+34,30	+35,5	+41,8
<i>a'</i>	24,2	7,3	18,8	38,9	13,0	27,2	—	—	—	18,9
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	—	29,3	18,7	25,0	—
<i>f'</i>	27,5	56,7	45,3	24,0	40,7	30,7	63,4	68,0	65,0	39,6
<i>m'</i>	48,3	36,0	35,9	37,1	46,3	42,1	7,3	13,3	10,0	41,5
<i>n</i>	92,6	45,5	28,0	23,8	50,6	50,0	46,8	44,3	45,9	47,9
<i>t</i>	0,9	1,1	1,4	4,8	0,7	0,9	0,8	0,8	0,8	0,9
<i>φ</i>	17,4	7,3	24,8	6,9	19,5	15,7	48,8	53,3	50,0	22,6
<i>a/c</i>	2,00	4,96	6,8	10,2	19,3	5,7	7,59	10,00	8,7	5,4

в) процентное соотношение молекулярных количеств FeO, MgO, CaO

Окислы	Анализы									
	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
FeO	25	49	51	36	43	34	39	54	48	37
MgO	43	31	41	56	49	47	4	11	7	40
CaO	32	20	8	8	8	19	57	35	45	23

20—24—окремнелые эффузивные породы среднего состава скважины К12 д. Ротайчицы Брестской области: 20—гл. 1438—1441 м, обр. 180; 21—гл. 1441—1444 м, обр. 182; 22—гл. 1444—1449 м, обр. 184; 23—гл. 1453—1459 м, обр. 189; 24—гл. 1459—1463 м, обр. 192—1; 25—среднее арифметическое 5 анализов (1, 2, 3, 4, 5) дацитно-андезитовых пород скважины К12; 26—27—окремнелые эффузивные породы среднего состава скв. К4 района г. Кобрин Брестской области: 26—гл. 640,2—640,8 м, обр. 4; 27—гл. 640,8—641,1 м, обр. 5; 28—среднее арифметическое 2 анализов (обр. 7, 8) эффузивных пород среднего состава скв. К4 г. Кобрин; 29—среднее арифметическое 7 анализов окремнелых эффузивных пород среднего состава скважин К12 (20—24) и К4 (26, 27).

ненных разностях значительно ниже (11,23%), что связано с полным или частичным разложением полевых шпатов, окремнением пород. По содержанию Al_2O_3 только некоторые образцы эффузивных пород среднего состава БССР приближаются к андезитам, подавляющая же масса их характеризуется значительно более низким содержанием Al_2O_3 по сравнению с андезитами и дацитами.

Среднее содержание Fe_2O_3 в эффузивных породах среднего состава Белоруссии равно 2,15% при очень больших его колебаниях в отдельных образцах (0,03—4,70%), FeO —1,69 (1,04—2,69%), в измененных породах несколько ниже (Fe_2O_3 —1,89%; FeO —1,22%). Fe_2O_3 преобладает над FeO . По содержанию Fe_2O_3 , FeO , суммарному содержанию и соотношению этих компонентов эффузивные породы среднего состава Белоруссии близки к дацитам (Fe_2O_3 —2,38%, FeO —1,90%) и отличаются от андезитов более низким содержанием железа (в андезитах Fe_2O_3 —3,33%, FeO —3,13%).

Содержание окиси марганца (MnO) в эффузивных породах среднего состава Белоруссии незначительное (0,05%), т. е. примерно такое же, как в дацитах (0,06%).

Содержание окиси магния (MgO) в дацито-андезитовых породах Белоруссии довольно высокое—3,28% (в Ротайчицах значительно выше (3,70%), чем в Кобрине (2,44%). Окись кальция (CaO) составляет 2,25%. Отношение $MgO : CaO$ равно 1,5. По содержанию кальция и магния и их соотношению дацито-андезитовые породы Белоруссии отличаются от среднего андезита и дацита повышенным содержанием MgO , пониженным содержанием CaO , преобладанием MgO над CaO . В кремнистых породах резко падает содержание и магния и кальция.

Суммарное содержание щелочей (Na_2O и K_2O) в эффузивных породах среднего состава ниже (4,80%), чем в андезитах (5,62%) и дацитах (6,64). То же относится к Na_2O . K_2O содержится в таком же количестве, как в андезитах. В сильно измененных и вторично кремнистых породах уменьшается содержание Na_2O (до 2,22%) и увеличивается содержание K_2O (3,59%). Соотношение Na_2O и K_2O в сравнительно свежих андезито-дацитовых породах территории БССР, как в среднем андезите и даците, больше 1, в сильно измененных—меньше 1.

Как видно из рис. 32, фигуративные точки и векторы эффузивных пород среднего состава Белоруссии имеют на диаграмме различное положение. Их основная масса приближается к полю андезитов, отличаясь от них меньшей величиной параметра a . Часть образцов приближается к дацитам, несколько образцов (измененные и кремнистые породы)—к липаритам, отличаясь от них меньшим параметром b .

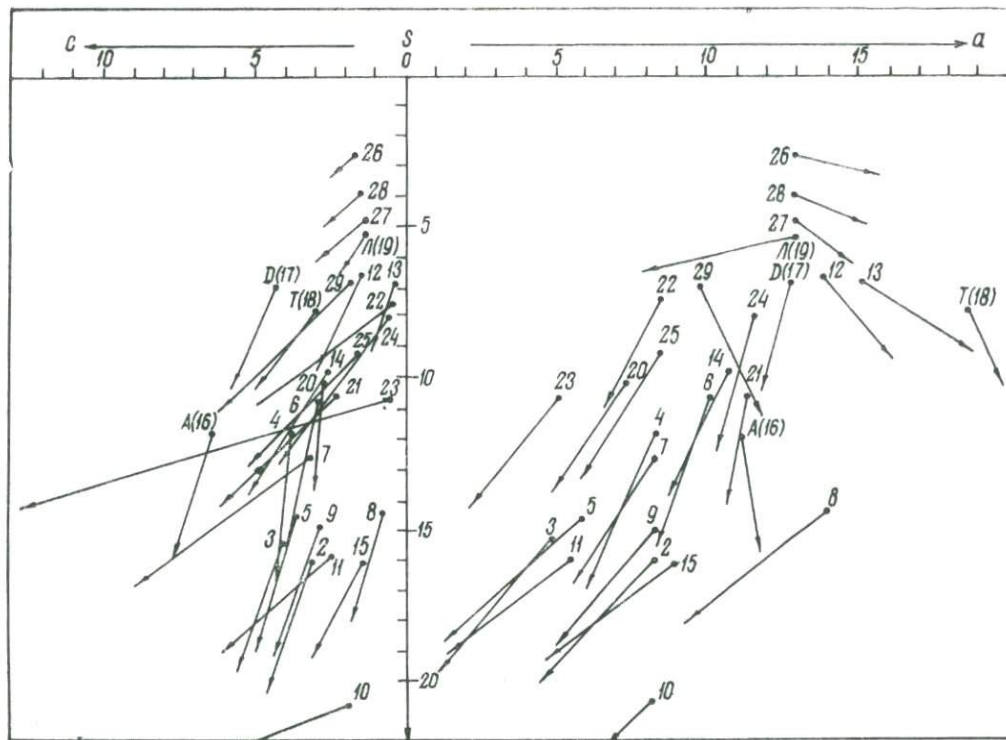


Рис. 32. Диаграмма химического состава средних эффузивных пород вендского комплекса юго-западной части Белоруссии (по методу А. И. Заварицкого). Номера фигуративных точек соответствуют номерам образцов в табл. 17 и 18.

Числовые характеристики эффузивных пород среднего состава Белоруссии, приведенные в табл. 17 и 18, показывают их своеобразие и отличие по ряду показателей от типичных андезитов и дацитов.

Величина a равна 9,0, а в окремнелых породах — 9,7, т. е. ниже, чем в андезитах и дацитах. По этому показателю анализированные породы занимают промежуточное положение между базальтами и андезитами. По величине c андезито-дацитовые породы БССР (1,4) резко отличаются от андезитов (6,4), и дацитов (4,3), а по b (16,1 в сравнительно свежих разностях и 7,0 в окремнелых), наоборот, весьма сходны с этими породами. Почти все образцы дацито-андезитовых пород Белоруссии пересыщены глиноземом, и только некоторые из них имеют нормальный состав.

Величина s в сравнительно свежих эффузивах среднего состава Белоруссии равна 73,5, т. е. выше, чем в андезитах (70,5), и ниже, чем в дацитах (75,9). В измененных и окремнелых породах s составляет 81,5 — выше, чем даже в липаритах. Все разности дацито-андезитовых пород территории БССР пересыщены кремнеземом ($Q = +27,6$, а в окремнелых разностях $+41,8$).

Величина f' составляет 21,6 в малоизмененных породах и 39,6 в измененных и окремнелых, что значительно ниже, чем в андезитах (51,8) и дацитах (55,9). То же самое относится и к параметру φ (дацито-андезитовые породы БССР сравнительно свежие — 11,0, измененные и окремнелые — 22,6; андезиты — 24,7; дациты — 29,4).

Величина m' средних эффузивов Белоруссии (сравнительно свежие 34,0; измененные 41,5) примерно такая же, как в андезитах (40,6) и дацитах (34,3).

По величине n дацито-андезитовые породы Белоруссии (68,2) весьма близки к дацитам (68,9) и существенно отличаются от андезитов (75,3). В измененных и окремнелых разностях пород n сильно падает (47,9).

Величина t в средних эффузивных породах примерно такая (0,9), как в андезитах (1,0) и дацитах, а отношение a/c в дацито-андезитовых породах БССР (6,4) значительно выше, чем в андезитах (1,75) и дацитах (3,0). Существенно отличаются эффузивные породы Белоруссии от среднего состава андезитов и дацитов и по молекулярному отношению FeO , MgO и CaO . Если в первых преобладает MgO , меньше FeO и очень мало CaO , то во вторых, наоборот, FeO и CaO преобладают, а в меньшем количестве содержится MgO .

Приведенные данные показывают, что средние эффузивные породы БССР имеют своеобразный состав, по одним показателям они близки к андезитам и дацитам, по другим — отличаются от них.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТУФЫ В ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Вулканические туфы в области развития эффузивных пород Белоруссии распространены широко. Они представлены разностями основного, реже смешанного и среднего состава. Результаты их химических анализов (табл. 19) показывают существенные различия в химическом составе основных, смешанных и средних разностей туфов и большие отличия в содержании отдельных компонентов в туфах и эффузивных породах основного состава.

Содержание кремнезема (SiO_2) в туфах основного состава БССР (47,98%) значительно ниже, чем в основных эффузивных породах этого же района (49,88%). SiO_2 в туфах основного состава несколько ниже, чем в туфах Польши, и выше, чем в туфах Ровенской области. Более высокое содержание кремнезема в туфах смешанного (53,83%) и среднего (62,72%) состава.

Содержание окиси титана (TiO_2) в туфах основного состава БССР (2,68%) выше, чем в эффузивных породах основного состава этого же района (1,64%) и туфах основного состава УССР (1,86%) и Польши (1,14%). Содержание TiO_2 в туфах смешанного (1,43%) и среднего (1,11%) состава БССР значительно ниже, чем в базальтовых туфах.

Суммарное содержание Fe_2O_3 и FeO в базальтовых туфах Белоруссии примерно такое, как в базальтах. Однако в отличие от базальтов в туфах резко преобладает Fe_2O_3 (12,12%) над FeO (4,25%). В базальтовых туфах УССР и Польши отмечены те же закономерности в распределении окиси железа. В туфах смешанного (Fe_2O_3 —11,54%; FeO —3,18%) и среднего (Fe_2O_3 —8,02%; FeO —1,45%) состава окисные формы железа также резко преобладают над закисными.

Общее содержание MgO и CaO в туфах основного состава значительно ниже, чем в базальтах. Если в базальтах CaO преобладает над MgO , то в туфах, наоборот, MgO (6,79%) резко преобладает над CaO (1,19%). Это связано с высоким содержанием в туфах хлорита и отсутствием плагиоклаза. Примерно такие же соотношения характерны для базальтовых туфов Польши (MgO —8,76%; CaO —0,84%) и УССР (MgO —6,74%; CaO —2,48%). В туфах смешанного (MgO —5,17%; CaO —1,20%) и среднего (MgO —2,94%; CaO —0,38%) состава содержание MgO ниже, чем в базальтовых туфах, но и здесь MgO резко преобладает над CaO .

В базальтовых туфах Белоруссии в отличие от базальтов K_2O (5,87%) преобладает над Na_2O (0,80%). Та же закономерность характерна для аналогичных туфов Польши (Na_2O —0,51%; K_2O —5,35%) и УССР (Na_2O —1,23; K_2O —3,80%).

Химический состав вулканических туфов основного, смешанного и среднего состава области распространения эффузивных пород юго-западной Белоруссии, валовые химические анализы (аналитик М. А. Жукова)

Оксиды	Анализы													
	туфы основного состава							туфы смешанного состава				туфы среднего состава		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	47,79	48,54	47,18	44,92	48,78	50,65	47,98	54,62	53,53	53,34	53,83	67,35	58,08	62,72
TiO ₂	2,36	2,35	2,91	2,32	1,48	1,08	2,08	2,14	1,09	1,06	1,43	0,98	1,23	1,11
Al ₂ O ₃	12,46	12,52	12,77	13,27	15,87	14,38	13,55	11,13	15,90	13,15	13,39	11,87	14,08	12,98
Fe ₂ O ₃	8,30	12,84	10,43	15,21	12,28	13,65	12,12	6,41	15,11	13,10	11,54	3,80	12,23	8,02
FeO	7,09	3,90	5,59	1,99	3,96	2,95	4,25	5,57	1,25	2,72	3,18	1,98	0,92	1,45
MnO	0,10	0,07	0,35	0,20	—	—	0,12	0,19	—	—	0,06	0,02	0,06	0,04
MgO	7,01	6,09	6,73	5,22	9,38	6,32	6,79	6,75	2,94	5,83	5,17	2,30	3,58	2,94
CaO	0,77	0,66	0,82	2,24	1,32	1,30	1,19	1,23	1,53	0,83	1,20	0,31	0,44	0,38
Na ₂ O	0,28	0,22	0,28	2,17	0,90	0,96	0,80	0,34	1,84	0,98	1,05	0,86	0,95	0,91
K ₂ O	7,92	7,65	8,57	6,72	1,51	2,84	5,87	6,26	1,48	2,82	3,52	7,28	4,09	5,69
P ₂ O ₅	0,19	0,41	0,61	0,15	0,18	0,15	0,28	0,39	0,11	0,11	0,20	0,10	0,13	0,12
П. п. п.	5,62	5,33	4,00	5,27	4,60	5,34	5,03	4,74	4,67	5,31	4,91	2,65	4,40	3,53
Сумма	99,82	100,58	100,24	99,68	100,26	99,62	100,06	99,75	99,45	99,25	99,48	99,50	100,19	99,89

1—туф вулканический, коричневоый, базальтовый, д. Ротайчицы Брестской области, скв. К12, гл. 1393—1396 м, обр. 152 (валовая проба); 2—тот же образец—основная масса породы без крупных обломков; 3—тот же образец—крупные обломки эффузивных пород основного состава; 4—туф вулканический, пестроцветный, базальтовый, д. Ротайчицы, скв. К12, гл. 1494—1497 м, обр. 200; 5—туф красно-бурый, базальтовый, д. Хабовичи Брестской области, скв. 12, гл. 266,9—289,6 м, обр. 50; 6—туф красноцветный, базальтовый, д. Хабовичи, скв. К12, гл. 289,6—290,6 м, обр. 54; 7—среднее арифметическое 6 анализов туфов основного состава (1, 2, 3, 4, 5, 6); 8—туф вулканический, коричневоый, андезито-базальтовый, д. Ротайчицы, скв. К12, гл. 1393—1396 м, обр. 153; 9—туф красно-бурый, андезито-базальтовый, д. Хабовичи, скв. 12, гл. 266,9—289,60 м; 10—туф зеленовато-серый, андезито-базальтовый, д. Хабовичи, скв. 12, гл. 266,9—289,6 м, обр. 53; 11—среднее из трех анализов (8, 9, 10) смешанного (основного и среднего) состава; 12—туф вулканический, красноцветный, дацит-андезитовый, д. Ротайчицы, скв. К12, гл. 1400—1404 м, обр. 159; 13—туф вулканический, красноцветный, пелитовый, андезитовый, д. Ротайчицы, скв. К12, гл. 1402—1404 м, обр. 161; 14—среднее арифметическое двух анализов (12, 13) туфов среднего состава юго-западной части БССР.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ТУФЫ ВНЕ ОБЛАСТИ РАЗВИТИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Химическое изучение туфов подтверждает петрографические данные о том, что вне области развития эффузивных пород они представлены разностями основного состава. Из имеющихся анализов (табл. 20) видно, что средний химический состав туфов близок к составу базальтов венда Белоруссии. Некоторые отклонения в химизме отдельных образцов объясняются примесью в них (до 5—15%) терригенного полевошпатово-кварцевого материала, выветрелостью соответствующих пород или измененностью их процессами эпигенеза.

Систематические отклонения содержания ряда элементов от средних значений их в базальтах объясняются химической неустойчивостью вулканических продуктов основного состава в экзогенных условиях. Интенсивные процессы девитрификации и разложения вулканического стекла, вторичные изменения феррических минералов и плагиоклазов привели к значительному перераспределению (концентрации и выносу) некоторых окислов и прежде всего легко подвижных щелочей и щелочноземельных элементов, а также кремнезема, окисного и закисного железа.

Среднее содержание кремнезема в туфах из различных районов изменяется от 45,74 до 49,97%, при максимальных колебаниях в единичных образцах—от 42,82 до 54,97%. Меньше всего кремнезема содержится в туфах Столина (42,82—43,38%), которые сложены исключительно пирокластическим материалом. Окиси кремния в туфах в среднем на 3—4%, в отдельных случаях на 6—8% меньше, чем в базальтах, что связано с выносом аморфного кремнезема в постседиментационную стадию и в процессе седиментации. Значительные различия в содержании кремнезема в отдельных образцах из того же района объясняются структурными особенностями туфов. Тонкообломочные (алевритовые и алевро-пелитовые) витрокластические разности, как правило, содержат минимальное количество кремнезема. По мере обогащения литокластическим материалом и укрупнения структуры туфов количество кремнезема в них приближается к среднему содержанию его в базальтах. Этим также объясняются «базальтовые» или близкие к ним содержания кремнезема в туфах Микашевичско-Житковичского выступа и района Клецка—Ганцевичей. В последнем случае анализировались образцы псефитовых и псаммо-псефитовых литокластических туфов, а из района Микашевичей—Житковичей—в основном псаммитовые витро-литокластические туфы.

По содержанию титана, глинозема и общего железа туфы почти не отличаются от базальтов. Существенные различия

Химический состав (в %) туфов вулканогенно-осадочной свиты вендского комплекса Белоруссии (вне области распространения эффузивных пород). Аналитики С. И. Климкович и Л. В. Сычевская

Таблица 20

Оксиды	Анализы										
	район Столина, скважина 1										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11 (среднее по p-ну)
SiO ₂	48,38	42,82	44,45	45,33	46,04	46,64	47,46	45,31	44,96	46,03	45,74
TiO ₂	2,16	2,04	2,24	2,02	2,12	1,83	1,50	1,59	1,63	1,49	1,86
Al ₂ O ₃	13,62	11,03	12,78	13,41	12,03	14,05	13,05	13,65	12,94	14,52	13,11
Fe ₂ O ₃	10,89	9,55	10,20	8,46	9,15	5,81	9,77	9,62	9,96	12,33	9,57
FeO	3,31	8,01	5,15	5,44	6,22	5,24	2,47	3,33	2,87	0,75	4,28
MnO	0,19	0,32	0,18	0,13	0,16	0,11	0,09	0,12	0,13	0,10	0,15
MgO	6,84	14,13	9,45	10,22	9,73	10,06	8,96	10,14	10,60	9,63	9,98
CaO	2,09	1,58	0,81	1,18	0,82	0,49	0,81	0,84	2,31	0,47	1,14
Na ₂ O	1,27	0,60	4,91	5,45	4,22	7,03	6,16	6,37	4,61	5,56	4,62
K ₂ O	3,46	1,33	1,87	0,68	3,02	0,96	1,85	1,26	1,97	1,79	1,92
P ₂ O ₅	0,90	1,08	0,87	0,94	0,76	0,76	0,68	0,98	0,92	0,82	0,86
П.п.п.	7,23	7,67	6,89	7,00	5,60	6,66	7,10	6,94	7,14	7,40	6,96
Сумма	100,36	100,16	99,71	100,02	99,87	99,64	99,90	100,15	100,04	100,88	100,19
H ₂ O ⁻	8,06	2,65	3,84	7,34	5,01	4,85	4,67	4,67	4,74	5,78	5,16
CO ₂	1,24	1,09	0,26	0,78	0,64	—	0,49	0,65	0,39	0,35	0,59

1—туф алевроитовый, витро-лавокластический, обр. 11, гл. 196 м; 2—туф мелкоалевритовый, витрокластический, обр. 13а, гл. 225 м; 3—туф алевро-пелитовый, лито-витрокластический, обр. 14а, гл. 245 м; 4—туф крупноалевритовый, кристалло-литокластический (кристаллокластический материал, слагающий до 40% обломочной части, представлен анальцимом), обр. 15а, гл. 270 м; 5—туф мелкоалевритовый, лито-витрокластический, обр. 16а, гл. 282 м; 6—туф грубопсаммитовый, литокластический, с примесью сапонитизированного вулканического стекла и обильным цеолито-анальцимовым цементом, обр. 16 д, гл. 289 м; 7—туф алевро-пелитовый, витро-литокластический, измененный, обр. 17а, гл. 298 м; 8—туф мелкопсаммитовый, лавокластический, обр. 17б, гл. 302 м; 9—туф алевроитовый, витро-лавокластический, обр. 18, гл. 308 м; 10—туф алевро-пелитовый, лавокластический, железненный, обр. 19а, гл. 312 м; 11—среднее по 11 образцам туфов, скважина Столин-1;

Оксиды	Анализы															
	Микашевичско-Житковичский выступ									район Клецка—Ганцевичей					27 (среднее по р-ну)	
	12	13	14	15	16	17	18	19	20 (среднее по р-ну)	21	22	23	24	25		26 (среднее по р-ну)
SiO ₂	54,23	46,46	49,75	47,04	48,86	48,06	49,70	43,20	48,41	49,51	48,94	47,08	48,69	54,97	49,84	49,88
TiO ₂	2,09	2,15	1,58	1,98	1,84	1,93	1,81	1,73	1,89	1,65	1,65	1,81	1,54	1,48	1,63	1,64
Al ₂ O ₃	14,69	13,57	14,81	13,42	13,21	14,39	13,42	15,36	14,11	13,83	14,73	15,70	13,86	14,27	14,48	14,18
Fe ₂ O ₃	4,46	8,00	5,37	7,93	8,17	5,74	8,43	11,22	7,42	12,66	12,46	6,14	14,80	8,40	10,89	7,11
FeO	2,42	5,75	7,34	5,02	4,54	4,69	4,75	1,78	4,54	1,37	0,51	2,02	—	0,68	0,92	7,00
MnO	0,07	0,09	0,19	0,12	0,12	0,13	0,14	0,14	0,12	0,05	0,04	0,08	0,23	0,06	0,09	0,35
MgO	6,47	9,61	7,59	10,20	8,86	9,55	8,24	8,38	8,61	5,40	7,53	12,76	8,19	5,95	7,97	6,06
CaO	1,14	0,77	0,61	0,76	1,05	1,59	1,00	4,16	1,39	1,73	0,75	0,62	1,25	1,93	1,26	8,13
Na ₂ O	0,55	0,33	0,22	0,33	0,34	0,21	0,29	0,42	0,34	0,21	0,78	0,78	0,92	0,97	0,72	2,23
K ₂ O	7,19	6,31	6,35	5,25	5,82	6,20	6,90	7,26	6,41	6,20	5,22	4,30	3,69	4,66	4,81	1,05
P ₂ O ₅	0,20	0,23	0,21	0,88	0,90	0,27	0,23	0,09	0,38	0,34	0,27	0,24	0,22	0,32	0,28	0,20
П.п.п.	5,14	6,75	6,12	6,97	6,32	7,00	5,71	6,04	6,26	7,28	7,08	8,70	7,03	5,79	7,18	1,97
Сумма	98,65	100,12	100,18	99,62	100,03	99,79	100,63	99,81	99,88	100,23	99,96	100,23	100,42	99,48	100,07	99,80
H ₂ O	2,27	2,50	3,59	2,62	2,81	1,82	1,54	1,80	2,36	3,18	3,96	4,26	4,00	4,71	4,02	
CO ₂	0,14	0,57	0,62	0,27	0,36	0,29	0,39	4,79	0,38	1,46	0,78	0,42	0,42	0,80	0,78	

12—туф алевро-псаммитовый, витро-литокластический, с примесью (5—7%) терригенного полевошпатово-кварцевого материала, обр. 1, гл. 35 м, скв. 31; 13—туф мелкопсаммитовый, лавокластический, обр. 4, гл. 45 м, скв. 31; 14—туф псаммитовый, витро-литокластический, обр. 4, гл. 34 м, скв. 49; 15—туф алевритовый, лаво-витрокластический, обр. 33, гл. 60 м, скв. 49; 16—туф мелкопсаммитовый, витро-литокластический, обр. 37, гл. 63 м, скв. 49; 17—туф алевро-пелитовый, лито-витрокластический, обр. 40, гл. 64 м, скв. 49; 18—туф псаммитовый, лито-витрокластический, обр. 42, гл. 69,5 м, скв. 49; 19—туф алевритовый, лавокластический, с частой вкрапленностью карбонатов (до 10%), обр. 1, скв. 384, гл. 81 м; 20—среднее по 8 образцам туфов Микашевичско-Житковичского выступа; 21—туф псефитовый, литокластический, с тонким, сильно железненным цементом, обр. 9, гл. 235 м, скв. 2; 22—туф псефитовый, литокластический, обр. 20, гл. 341 м, скв. 12; 23—туф псефитовый, литокластический, обр. 21, гл. 342 м, скв. 12; 24—туф псаммитовый, лавокластический, обр. 8, гл. 197 м, скв. 14; 25—туф псаммо-псефитовый с примесью до 5% терригенного материала, обр. 19, скв. 13, гл. 288 м; 26—среднее по 5 образцам Клецка—Ганцевичей; 27—химический состав базальтов вендского комплекса Белоруссии (среднее по 12 анализам).

наблюдаются в соотношении окисного и закисного железа. В туфах, как правило, резко преобладает Fe_2O_3 над FeO . При средних содержаниях окислов железа от 11,81 до 13,85% содержания Fe_2O_3 изменяются в пределах 7,42—10,89%, FeO —0,94—4,28%. Такое уменьшение, иногда полное исчезновение закисного железа в туфах обусловлено легкой окисляемостью тонко раздробленного вулканогенного материала.

Существенные различия химизма туфов и базальтов наблюдаются в содержании и соотношении щелочноземельных и щелочных элементов. Среднее содержание MgO в туфах (7,97—9,98%) на 2—4% выше, чем в базальтах волынской серии (6,06%). В отдельных образцах оно возрастает до 12,76—14,13%. Обратная картина наблюдается с CaO : количество его в туфах резко уменьшено (1,14—1,39%) при среднем содержании в базальтах 8,13%. При разложении пирокластического материала и вторичном минералообразовании магнезий входит в состав хлоритов и глинистых минералов группы монтмориллонита — сапонита, которые в большом количестве содержатся в туфах. Освобождающийся при этом кальций в основном выносятся из пород, образуя иногда лишь редкую вкрапленность вторичных карбонатов. Общая карбонатность туфов, как правило, незначительная (0,5—2%), лишь в отдельных образцах достигая 4,16% CaO и 4,79% CO_2 , т. е. с карбонатной минерализацией более 10%.

В распределении щелочей установлены следующие особенности. Общее их количество, в среднем равное 5,53—6,75%, примерно в 2 раза выше содержания в базальтах венда Белоруссии и платобазальтах (3,28%).

Наиболее увеличено содержание K_2O . В туфах Микашевичско-Житковичского выступа и Клецка — Ганцевичей оно колеблется от 3,69 до 7,26% при средних значениях по этим районам соответственно 6,41 и 4,81%. В туфах из разреза Столина эти значения несколько ниже (от 1,33 до 3,02%, среднее — 1,92%), однако они также значительно превышают содержание K_2O в базальтах (1,05%).

Обратная картина наблюдается в содержаниях натрия. В первых двух районах они уменьшены в 2,5—10 раз по сравнению с базальтами. Так, в отдельных образцах туфов содержания Na_2O колеблются от 0,21 до 0,97%, средние значения по районам—0,34 и 0,72%, в базальтах—2,23%. На этом фоне резко выделяются туфы Столина с весьма высоким содержанием окиси натрия. В большинстве образцов они составляют от 4,22 до 7,03% при среднем значении 4,62%.

Такие аномалии в содержании щелочей являются результатом вторичного изменения пирокластического материала основного состава и аутигенного минералообразования, которые происходили в процессе седиментации, в диагенезе и эпигене-

зе под влиянием вод бассейна седиментации, остаточных и циркулировавших растворов. Повсеместное повышенное содержание калия обусловлено, видимо, сорбцией его катионов из морской воды и остаточных растворов аутигенными глинистыми минералами. Натрий, высвобождавшийся при разложении плагиоклазов и вулканического стекла и отсутствии новообразований натрийсодержащих аутигенных минералов, выщелачивался аналогично кальцию.

В некоторых случаях, как например в районе Столина, где отложение пирокластического материала происходило в бассейне с нормальной или повышенной соленостью воды, существовали условия для обильного образования анальцима, который иногда составляет до 20—30% породы. Кроме того, в туфах Столина иногда содержится значительное количество кристаллокластического анальцима. Этим и обусловлено высокое содержание натрия в туфах Столина.

ФОНОВЫЕ (МЕДИАННЫЕ) И АНОМАЛЬНЫЕ СОДЕРЖАНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ

Для выяснения закономерностей распределения элементов в эффузивной толще нами выбран разрез скважины К12 района Бреста, в котором выделены эффузивные породы основного и среднего состава и сопровождающие их туфы. Все пробы, из которых выполнены спектральные анализы, изучены под микроскопом. Из многих образцов сделаны силикатные химические анализы.

Ряд химических элементов методом спектрального анализа не установлен. К ним относятся As, Sb, Ta, Te, W, Zn, Bi, Cd, Ag, Ce, Y. Олово (Sn) отмечено во всех образцах средних эффузивных пород и их туфов, в базальтах и базальтовых туфах оно встречается спорадически. Лантан (La) встречается во всех образцах пород среднего состава, часто в базальтовых туфах и только в единичных образцах базальтов.

Цифры, показывающие содержание (по данным спектрального анализа) макроэлементов (Na, Ti, Mg, Si, Al, Fe, Ca, K и др.), нами не анализировались, так как по этим элементам имеются результаты химических анализов, интерпретация которых приведена выше.

Химические элементы Li, Be, B, P, Sc, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ba, Pb содержатся практически во всех образцах. Все анализированные образцы вулканических пород скважины К12 разбиты на 4 группы: 1) эффузивные породы основного состава; 2) туфы основного состава; 3) эффузивные породы среднего состава; 4) туфы среднего состава.

Фоновые (медианные) и аномальные содержания химических элементов (анализы выполнил Кортман—

элементов в вулканогенной толще скважины К12 района Бреста ИГЕМ АН СССР)

Химические элементы	Эффузивные породы основного состава (34)				Туфы основного состава (16)		
	Me	НП _B	АН ₂	кларк базальтов	Me	НП _B	АН ₂
Li	0,0016	0,003	0,007	0,000015	0,0026	0,0038	0,0074
Be	0,00028	0,0004	0,00076	0,00004	0,00035	0,0005	0,00095
B	0,0015	0,003	0,0075	0,0005	0,0015	0,006	0,0195
P	0,15	0,225	0,45	0,14	0,096	0,177	0,42
Sc	0,00092	0,001	0,0014	0,0024	0,0008	0,00025	0,0014
V	0,022	0,031	0,058	0,02	0,015	0,018	0,069
Cr	0,005	0,011	0,029	0,02	0,0025	0,0074	0,022
Mn	0,165	0,232	0,27	0,20	0,072	0,159	0,42
Co	0,0022	0,0079	0,025	0,0045	0,002	0,0035	0,008
Ni	0,0054	0,009	0,0194	0,016	0,004	0,007	0,016
Cu	0,018	0,032	0,072	0,02	0,006	0,02	0,06
Lp	0,014	0,02	0,038	0,013	0,005	0,016	0,047
Ga	0,0019	0,0028	0,055	0,0018	0,0016	0,0031	0,0076
Ge	0,00026	0,00032	0,005	0,00015	0,00022	0,00049	0,0013
Sr	0,017	0,012	0,07	0,044	0,005	0,0068	0,032
Y	0,0046	0,0068	0,0136	0,002	0,0038	0,005	0,0086
Zr	0,017	0,02	0,029	0,02	0,018	0,028	0,06
Nb	0,0042	0,005	0,0072	0,002	0,0045	0,009	0,0225
Mo	0,00019	0,00022	0,00031	0,00014	0,0001	0,00022	0,00058
Ba	0,025	0,046	0,109	0,03	0,046	0,0625	0,112
La	0	—	—	0,0027	0,003	0,0054	0,0126
Pb	0,0021	0,005	0,014	0,0008	0,004	0,0085	0,022

Эффузивные породы среднего состава (21)				Туфы среднего состава (6)		
Me	НП _B	АН ₂	кларк андезитов	НП _B	Me	АН ₂
0,088	0,018		0,002	0,0028	0,002	0,005
0,00038	0,00044	0,00062	0,00018	0,00052	0,0003	0,0012
0,0038	0,0068	0,0158	0,00015	0,0179	0,0032	0,062
0,085	0,138	0,295	0,16	0,124	0,082	0,25
0,00062	0,00071	0,00098	0,00025	0,00082	0,00065	0,00131
0,012	0,021	0,048	0,02	0,016	0,011	0,029
0,00029	0,00058	0,00143	0,005	0,00159	0,00072	0,042
0,028	0,0445	0,094	0,12	0,028	0,02	0,05
0,00082	0,00214	0,0061	0,001	0,0027	0,0015	0,0063
0,00038	0,00086	0,0023	0,0055	0,0037	0,0016	0,01
0,0018	0,0063	0,0198	0,0035	0,0096	0,004	0,0262
0,0046	0,0066	0,0124	0,0072	0,05	0,0035	0,0095
0,0017	0,0023	0,0041	0,002	0,002	0,0018	0,0024
0,00019	0,00026	0,00062	0,00015	0,00019	0,001	0,00046
0,0084	0,0588	0,21	0,08	0,0057	0,0031	0,0133
0,016	0,019	0,028	?	0,018	0,012	0,036
0,025	0,0295	0,043	0,026	0,0285	0,021	0,051
0,0065	0,0082	0,0131	0,002	0,0094	0,0071	0,0161
0,0001	0,00021	0,00052	0,00009	0,00026	0,0001	0,00076
0,0088	0,0211	0,058	0,065	0,026	0,02	0,044
0,0084	0,000	0,011	?	0,01	0,0079	0,017
0,00094	0,00253	0,0073	0,0015	0,0042	0,002	0,011

Проведена обработка (В. Е. Бордон) анализов по группам методами математической статистики (табл. 20). Для каждой группы высчитаны: *Me* — медианное (фоновое) значение элемента, определенное графическим методом медианы и квартилей; *НП_B* — верхнее значение нормального геохимического поля; *АН₂* — аномальные значения при уровне значимости 0,02 (2%). По значениям *Me* для выделения групп пород построен график (рис. 33).

Анализ обобщенных данных (табл. 21, рис. 33) показывает:

1. Преобладающая часть элементов (Mn, P, Ba, V, Cu, Sr, Ni, Cr, Pb, Co, Sc, Ge, Mo) содержится в большем количестве в основных эффузивных породах и их туфах, чем в средних породах. И только некоторые элементы (B, Be, La, Y, Nb, Zr) отчетливо тяготеют к средним породам.

2. Значительная часть элементов (Cu, Sr, Zn, Ni, Cr, Co, Pb, Sc и др.) содержится в большем количестве в основных эффузивных породах, чем в их туфах. Это связано с потерей части этих элементов в процессе извержения вулкана, а также при переносе, осадконакоплении и вторичных изменениях

в зоне гипергенеза. Для некоторых элементов (Ba, Pb, Li) наблюдаются повышенные концентрации в туфах по сравнению с эффузивными породами. Накопление этих элементов обусловлено нормально-осадочными процессами. Источниками их являются не только вулканические извержения.

3. Для средних вулканогенных пород увеличивается список элементов (Ba, Pb, Cu, Ni, Cr, Co), которые содержатся в туфах в большем количестве, чем в эффузивных породах, но в меньшем количестве, чем в туфах и эффузивных породах основного состава. Это связано, по-видимому, с поступлением химических элементов из толщи пород основного состава.

4. Медианные содержания (*Me*) многих элементов (Cu, Ni, Cr, Co, P и др.) в эффузивных породах и туфах основного и среднего состава БССР близки к кларковым или даже несколько ниже. Только некоторые элементы (Mo, Nb, Y, Ga и др.) несколько превышают кларковые содержания.

5. Из аномальных значений отдельных химических элементов заслуживают внимания данные по Cu (0,072), Cr (0,029), Co (0,025), Ni (0,0194) и др.

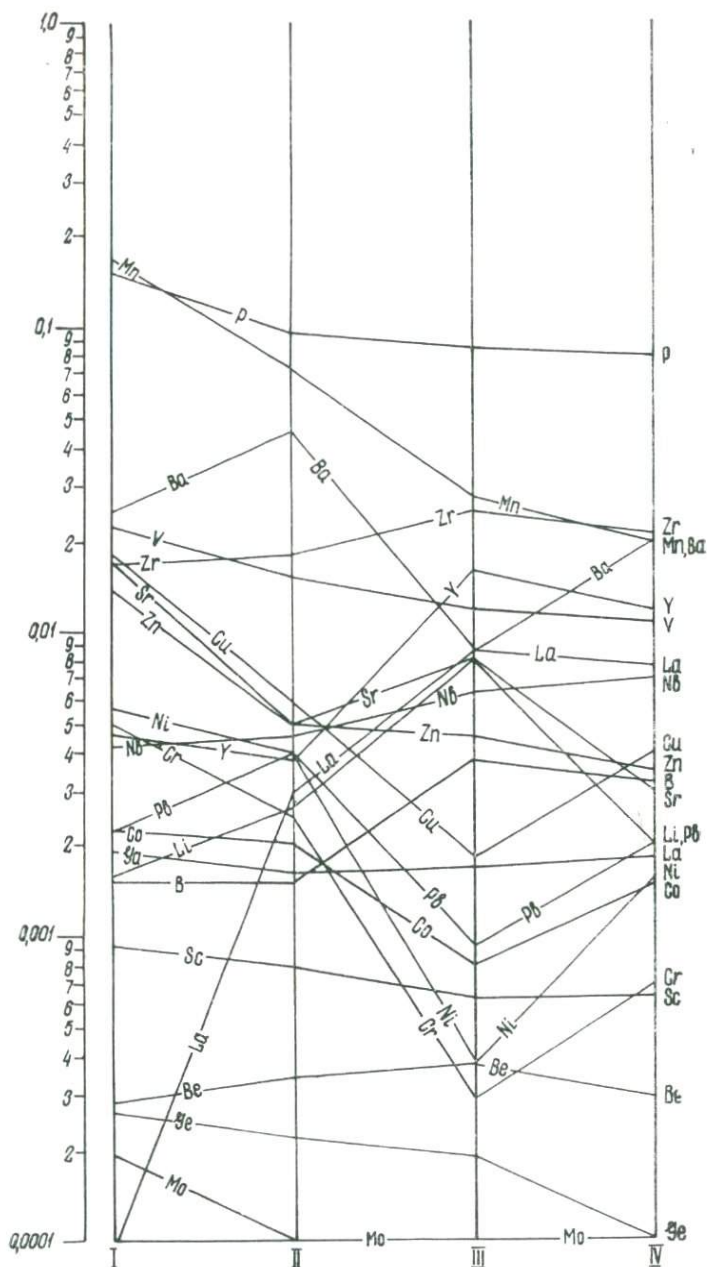


Рис. 33. Фоновые (медянные) содержания ряда элементов в эффузивных породах основного состава, туфах основного состава, эффузивных породах среднего состава и туфах среднего состава скважины 12 К Брестской впадины:

I—эффузивные породы основного состава; *II*—туфы основного состава; *III*—эффузивные породы среднего состава; *IV*—туфы среднего состава

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные в работе материалы позволяют сделать некоторые выводы о возрасте, условиях формирования и последующих процессах изменения вулканогенных пород верхнего докембрия (венда) Белоруссии и дать общую прогнозную оценку их на полезные ископаемые.

Стратиграфическое положение вулканогенной серии пород в разрезе верхнего докембрия Белоруссии и смежных районов Русской платформы весьма отчетливое. Они залегают на отложениях горбашевского горизонта, вильчанской и белорусской серий или на кристаллическом фундаменте, перекрываются гдовской свитой, а в районах ее отсутствия — более молодыми отложениями. Между вильчанской и белорусской сериями установлен крупный перерыв в осадконакоплении. В ряде районов отмечены следы перерыва между вулканогенной свитой и вильчанской серией, вулканогенной и гдовской свитами. Определения абсолютного возраста базальтов Белоруссии и смежных районов Украины и Польши дали цифры в пределах 500—600 млн. лет. Эти данные дают основание относить вулканогенные породы верхнего докембрия (эокембрия) Белоруссии к волынкой серии вендского комплекса.

Вендский вулканизм связан со значительной активизацией тектонических движений в западной части Русской платформы. До этого платформа прошла длительный путь развития, начиная с иотния. В период накопления отложений белорусской серии западная часть платформы представляла собой спокойный в тектоническом отношении регион со снивелированной поверхностью, на территории которого выделялось несколько неглубоких компенсированных осадконакоплением прогибов. В начале венды в результате проявления байкальской складчатости началась перестройка структурного плана западной части Русской платформы, которая сопровождалась сильной вулканической деятельностью. В это время начались опускание западного края платформы и формирование ряда тектонических впадин, одной из которых была Брестская.

Данный процесс сопровождался проявлением глубинных разломов субмеридионального направления, по которым происходило излияние магмы. Часть этих разломов подтверждена геофизическими исследованиями. Наряду с субмеридиональными в Брестской впадине установлены и субширотные разломы. Однако их связь с эффузивным магматизмом не совсем ясна.

Весьма значительная площадь распространения эффузивных пород на территории Белоруссии и в смежных районах УССР и Польши свидетельствует о наличии здесь значительного количества очагов вулканизма, приуроченных к глубинным разломам. Их тип трещинный и центральный. Центральные вулканы были также расположены вдоль трещин.

На основании изучения вулканогенных образований Белоруссии в них выделено три группы фаций — интрузивная, эффузивная и туфовая. Интрузивная фация установлена в белорусской серии смежных районов УССР, эффузивная — в юго-западной части Белоруссии, УССР и Польше, туфовая — почти на всей территории Белоруссии и в смежных районах.

В развитии вендского вулканизма на территории Белоруссии, как и в смежных районах (Ушакова, 1962 и др.), выделяется несколько этапов. На первом, начальном, этапе вулканическая деятельность носила взрывной характер, в результате чего на значительной территории Белоруссии накопилась пачка туфов и туффитов мощностью в несколько десятков метров. Взрывная деятельность на этой стадии была значительно более сильной на территории Украины (здесь образовалась пачка туфов и туффитов мощностью свыше 100 м), чем в Белоруссии и Польше. Для второго этапа характерно чередование излияния лав с выбросами значительного количества пирокластического материала. Сила извержения вулканов в различных районах была неодинаковой, о чем свидетельствуют различные по мощности покровы лав и пласты вулканических туфов. В одних случаях излияние лав чередовалось с выбросами пепла, в других — резко преобладали прерывистые излияния, которые не сопровождались выбросами пирокластики. В этом случае формировались маломощные покровы лав, налегающие один на другой. Они устанавливаются по наличию маломощных зон изменения пород, корок закала и тонких горизонтов приповерхностных лавобрекчий. Эффузивные породы в зоне их развития составляют 60—65% вулканической толщи, туфы — 35—40%. На третьем, заключительном, этапе эффузивная деятельность прекратилась и последние порции магмы не дошли до поверхности, образовав интрузии габбро-диабазов в кристаллическом фундаменте и белорусской серии. Такие интрузии широко развиты на территории Украины. В связи с отсутствием почти на всей территории

Брестской впадины отложений белорусской серии интрузивные породы венда здесь не развиты. Они могут быть установлены в кристаллическом фундаменте юго-западной части БССР, а в белорусской серии — только в восточной части Брестской впадины и на Полесской седловине.

Магма, излившаяся по трещинам и жерлам вулканов центрального типа, имела основной (базальтовый) состав. В процессе быстрого подъема на поверхность она, как правило, не успевала дифференцироваться, что привело к излиянию сравнительно однородной, близкой по химическому составу в различных районах толстовой лавы основного состава. Лишь в северной части обширного района вендского вулканизма западной части Русской платформы известны эффузивные породы среднего и более кислого состава, представляющие собой дифференциаты основной магмы. Свидетельством того, что андезиты и андезито-дацитовые породы не имели собственных магматических очагов, а образовались в результате дифференциации базальтовой магмы, является их ограниченное развитие и почти полное отсутствие самостоятельных туфогенных образований (Малеев, 1963). Глубина разломов, по которым изливалась магма, на территории Брестской впадины, видимо, была меньшей, чем на Украине, о чем свидетельствует более кислый состав эффузивных пород в первом районе, чем во втором.

В вендское время значительная часть территории Белоруссии была покрыта морем. Центры вулканических извержений находились на островах, возможно, вулканического происхождения и частично на морском дне. Преобладающий наземный характер вулканизма подтверждается значительным разномом пирокластического материала и широким развитием хорошо раскристаллизованных слабо измененных базальтов и долеритов, образующих покровы выдержанной мощности. В подчиненном количестве имели место и подводные излияния, о чем свидетельствуют наличие спилитоподобных пород, широкое развитие богатых цеолитами анальцимовых и палагонитовых базальтов. В районах распространения эффузивных пород и в полосе, окаймляющей этот район, нормально-осадочный процесс был полностью подавлен вулканизмом. Восточнее (Барановичи, Столин, Микашевичи, Минск, Узда, Озеро и др.) в водный бассейн поступало огромное количество пирокластического материала, который здесь испытывал некоторую сортировку, частичное окатывание и переотложение и незначительное разбавление нормально-осадочным материалом. В периоды ослабления вулканической деятельности нормально-осадочный процесс возобновлялся, что приводило к образованию редких прослоев туффигов, а иногда и нормально-осадочных пород. Еще восточнее, в центральных

и восточных районах Белоруссии, нормально-осадочный процесс обычно преобладал над вулканогенным. Это привело к образованию здесь в морском бассейне смешанных, вулканогенных и нормально-осадочных пород.

Лишь периоды наиболее сильной активизации вулканизма нашли свое отражение в формировании почти на всей территории Белоруссии и смежных районов прослоев чистых туфов.

Изучение вулканогенной (трапповой) формации имеет существенное значение для более глубокого познания геологического строения территории Белоруссии и смежных районов и для прогнозной оценки различных горизонтов осадочной толщи на полезные ископаемые.

Вулканогенные образования венда занимают в разрезе четкое стратиграфическое положение и являются хорошим репером при расчленении отложений верхнего докембрия. Этот репер сыграл весьма важную роль для разработки стратиграфической схемы верхнего докембрия не только Белоруссии, но и всей Русской платформы. В эффузивных породах и туфах, включая и развитые на них коры выветривания, известен ряд рудопроявлений (медь, никель и др.), детальное изучение которых может привести к открытию месторождений полезных ископаемых. Заслуживают внимания поиски концентраций титаномагнетита в молодых отложениях, где они могли образоваться за счет размыва вулканогенных пород. Детальное изучение вендской вулканогенной формации, в частности ее генетических и петрохимических особенностей, необходимо для выяснения возможностей наличия в ней продуктов ультраосновного (кимберлитового) вулканизма, характерного для трапповых формаций древних платформ (Сибирской, Африканской).

В эффузивной толще западной части Русской платформы давно известны рудопроявления меди. Сравнительно крупные самородки меди (до 149 г) были обнаружены в базальтах В. Мыдска, Яновой долины и других пунктах на территории Украины (Malkowski, 1952; Бирюлев, 1968). Проведенные еще в 30-х годах польскими геологами поисковые работы в районах Рафаловки и Ровно показали, что содержание меди в базальтах составляет сотые доли процента и только в отдельных пробах доходит до 0,10—0,20%. В 1963—1964 гг. Львовской геологической экспедицией (Бирюлев, 1968) были проведены ревизионно-поисковые работы на медь в районе Ратновского поднятия и на смежных территориях. Оказалось, что в базальтах и туфах содержание меди равно 0,01—0,05%, иногда доходит до 0,1—0,3%, в отдельных случаях (в трещинах и пустотах) — до 1—11%. Медь содержится в виде самородков, а также в минералах — халькопирит, халькозин и др. Минералы, содержащие медь, ассоциируют с кальцитом,

кварцем, халцедоном и имеют, по-видимому, гидротермальное происхождение.

В базальтах и туфах Белоруссии в Брестской впадине и на Полесской седловине известны многочисленные проявления меди. Обнаружены желваки самородной меди, налеты медистых минералов по трещинам, их скопления в порах и пустотах пород, особенно в миндалекаменных разностях, реже и в меньшем количестве в цементирующей массе туфов и стекловатом базисе базальтов.

На основании известных рудопроявлений меди в эффузивных породах и туфах Украины и Белоруссии в районе г. Столина (БССР) в 1966—1968 гг. были проведены поисковые работы на медь в толще вендских вулканических туфов и туффитов. Оказалось, что содержание меди в большинстве проб не превышает 0,03%, иногда доходит до 0,08—0,1%; максимальные содержания меди характерны для трещин и пустот в породах, которые выполнены медьсодержащими минералами; наибольшего внимания заслуживают зоны тектонических нарушений, подсеченные некоторыми скважинами; полезный компонент представлен самородной медью, халькопиритом, халькозинном и другими минералами, которые ассоциируют с кварцем, халцедоном, кальцитом, непрозрачными рудными минералами, хлоритом; наиболее обогащены медью туфы, в меньшей степени туффиты.

Повсеместная зараженность медью основных эффузивных пород и их туфов, сравнительно высокие содержания в ряде районов меди позволяют предполагать, что на Украине и в Белоруссии могут быть открыты промышленные месторождения этого элемента. В Белоруссии наибольший интерес представляют некоторые районы Полесской седловины (Хомск, Спорово и др.), где развиты эффузивные породы и туфы, причем на сравнительно небольших глубинах.

Проблема алмазности юго-западной части Русской платформы поставлена уже несколько лет тому назад. На территории Украины по этой проблеме выполнен большой объем работ и получены первые интересные результаты. Для решения проблемы алмазности важен анализ трех типов факторов — структурно-тектонических, магматических и минералогических (Бобриевич, Смирнов, Тарасюк, 1958). Одним из важнейших факторов кимберлитобразования являются глубинные разломы. Такого типа разломы имеются в западной части Русской платформы. Они приурочены к зонам сочленения крупных тектонических структур, выделяемых в современном структурном плане (Белорусского массива с Брестской впадиной, Полесской седловины с Брестской впадиной, Украинского щита с Припятской и Днепровско-Донецкой впадинами, Украинского щита с Волыно-Подольской пли-

той и др.), а также, что наиболее важно, к зонам сочленения палеоструктур, которые не всегда отражаются в современном структурном плане.

Известно, что алмазонасными породами во всех районах СССР и земного шара являются кимберлиты (трубки взрыва, выполненные кимберлитовой брекчией, дайки). В западной части Русской платформы кимберлиты до настоящего времени не установлены, но их нахождение здесь вполне вероятно. Для алмазонасных районов мира установлена пространственная сопряженность траппового и кимберлитового вулканизма на платформе. А. П. Бобриевич, Г. И. Смирнов и О. Н. Тарасюк (1968) считают, что и на Украине кимберлитовые тела должны быть приурочены к зоне развития вендского вулканизма. Здесь они будут приурочены к полосе, протягивающейся параллельно площадям распространения трапповой формации. Они будут распространены вне области максимального развития трапповой формации, в ее периферической части. Этот вывод справедлив и для территории юго-западной части Брестской области.

Прямым признаком перспектив алмазонасности верхнедокембрийских отложений в западной части Русской платформы являются минералогические критерии. Известно, что спутниками алмазов являются некоторые разности гранатов — пиропы, а также оливины, хром-диопсид и др. На территории Украины поисками пиропов занимаются с 1955 г. В ряде районов проведена специальная пироповая съемка. Все это привело к обнаружению многочисленных зерен пиропов в отложениях белорусского комплекса, волынской и валдайской серий и более молодых отложениях. Аналогичные отложения развиты и на территории Белоруссии. Верхнедокембрийские отложения Белоруссии и Волыни представляют единое геологическое тело как по условиям залегания, так и по стратиграфическому положению и минеральному составу. Поэтому несомненно, что здесь также будут обнаружены пиропы и алмазы. К большому сожалению, работы по пироповой и алмазонасной съемкам до настоящего времени в Белоруссии не проводились. Постановка таких работ необходима. Верхнедокембрийские отложения западной части Русской платформы, в том числе и Белоруссии, заслуживают серьезного внимания с точки зрения обнаружения в них коренных и россыпных алмазов.

ЛИТЕРАТУРА

Бернадская Л. Г. Позднепротерозойские и палеозойские вулканические формации структур обрамления Украинского щита. В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1966.

Бирюлев А. Е. О меденосности эффузивов западной Волини. В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1968.

Бобриневич А. П., Смирнов Г. И., Тарасюк О. Н. К вопросу алмазности Волино-Подолни. В кн.: Рифейский вулканизм и металлоносность западной части Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1968.

Брунс Е. П. Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы. «Советская геология», 1957, № 59.

Веретенников Н. В., Махнач А. С., Шкуратов В. И. Опорный разрез позднего докембрия центральной части Белоруссии. ДАН БССР, 1966, т. X, № 8.

Воловник Б. Я. Петрохимические особенности интрузивных, эффузивных и туфовых фаций запада Русской платформы. В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1966.

Гоньшак ова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М., 1960.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.

Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. Издание второе. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Иодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир», 1965.

Кирсанов В. В. Трапповый магматизм рифея и венда в центральных и восточных областях Русской платформы. ДАН СССР, 1966, т. 167, № 1.

«Классификация вулканогенных обломочных горных пород». М., Госгеолтехиздат, 1962.

Кондратчик Н. В., Богиню В. А. Краткий литолого-стратиграфический очерк Брестской впадины по материалам бурения. В кн.: Материалы четвертой научной конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1965.

Крашенинникова О. В. Древние свиты западного склона Украинского кристаллического щита. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.

Лебединский В. И. Вулканы и человек. М., «Недра», 1967.

Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Махнач А. С. Основные данные по стратиграфии и литологии палеозойских отложений юго-западной части Белоруссии. «Ученые записки Белгосуниверситета», вып. 28, 1956.

Махнач А. С. Древиопалеозойские отложения Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1958.

Махнач А. С. Эокембрийские отложения г. Могилева. ДАН БССР, 1963, т. VII, № 1.

Махнач А. С. Эокембрийские отложения района Барановичей, Клецка, Ганцевичей и условия их залегания. ДАН БССР, 1963, т. VII, № 2.

Махнач А. С., Бессонова В. Я. Вулканические туфы и вулканогенно-осадочные породы из отложений древнего палеозоя района Витебска, 1962. ДАН БССР, т. VI, № 5.

Махнач А. С., Корзун В. П. Вулканогенно-осадочные породы верхней части фаменского яруса верхнего девона Припятского прогиба. 1965, ДАН БССР, т. IX, № 2.

Махнач А. С., Корзун В. П. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы нижней части фаменского яруса верхнего девона Припятского прогиба. ДАН БССР, 1965, т. IX, № 1.

Махнач А. С., Корзун В. П., Курочка В. П., Лапуть В. А., Урьев И. И. Литология и геохимия девонских отложений Припятского прогиба в связи с их нефтеносностью. Минск, «Наука и техника», 1966.

Махнач А. С., Невмержицкая З. М. О кварцевых порфирах, вскрытых в районе Глуска Минской области БССР. «Ученые записки Белгосуниверситета», серия геол., вып. 43, 1958.

Пап А. М. Магматические и метаморфические комплексы докембрия Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1962.

Пап А. М., Ковальчук А. К. Миндалекаменный базальт района г. Свислочь. ДАН БССР, 1965, т. IX, № 6.

Ушакова З. Г. Нижнепалеозойская трапповая формация западной части Русской платформы. Труды ВСЕГЕИ, т. 30, 1962.

Ушакова З. Г. Магматические формации Русской платформы. В кн.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1966.

Juskowiak O., Ryka W. Problemy petrologiczne skal eokambryjskich s Kruszynian, Krynek i Mielnika. Kwart. geol., t. 7, nr. 3, 1963.

Juskowiak O., Ryka W. Skaly wulkaniczne i towarzyszące im zespoły osadowe z otworów Kruszyniany i Mielnik. Z badań petrograficzno-mineralogicznych i geochemicznych w Polsce. T. 1. Warszawa, 1967.

Juskowiakowa M., Juskowiak O., Ryka W. Skaly jotnickie na Nizu Polski. Kwart. geol., t. 7, nr. 3, 1963.

Juskowiakowa M., Juskowiak O., Ryka W. Jotnik w polnocno-wschodniej Polsce. Z badań petrograficzno-mineralogicznych i geochemicznych w Polsce. T. 1. Warszawa, 1967.

Juskowiak O., Ryka W. Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratigraficzno-facjalne. L. 2, Warszawa, 1963.

Małkowski St. O przejawach wulkanizmu między Masywem Wołyńsko-Ukraińskim i Walem Kujawsko-Pomorskim. Acta geologica polonica, Vol. 11, N 4. Warszawa, 1951.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Некоторые данные о верхнем докембрии Белоруссии и смежных районов	5
Глава II. Важнейшие разрезы вулканогенной толщи Белоруссии, их строение и петрографическая характеристика	17
Эффузивные породы и сопровождающие их туфы	17
Важнейшие разрезы северной и северо-восточной частей Брестской впадины	19
Важнейшие разрезы южной и юго-восточной частей Брестской впадины	68
Разрезы юго-западной части Белорусского массива	88
Разрезы Полесской седловины	92
Некоторые данные о вулканогенных породах УССР	96
Туфогенно-осадочные образования (вулканические туфы, туффиты, туфогенные породы) вне области распространения эффузивных пород	109
Туфогенно-осадочные образования района Столина	111
Туфогенно-осадочные образования района Клецка — Ганцевичей	128
Туфогенно-осадочные образования района Минска — Узды	137
Туфогенно-осадочные образования Микашевичско-Житковичского выступа	156
Туфогенно-осадочные образования восточной части Белоруссии	159
Глава III. Важнейшие типы пород и входящие в их состав минералы	161
Основные эффузивные породы	161
Эффузивные породы среднего состава	169
Вулканические туфы	173

Глава IV. Петрохимическая характеристика вулканогенных пород	
Белоруссии	188
Основные эффузивные породы	188
Эффузивные породы среднего состава	207
Вулканические туфы в области развития эффузивных пород	215
Вулканические туфы вне области развития эффузивных пород	217
Фоновые (медианные) и аномальные содержания химических	
элементов в породах вулканогенной толщи	221
Заключение	225
Литература	231

*Александр Семенович Махнач,
Николай Васильевич Веретенников*

**Вулканогенная
формація
верхнего
протерозоя
(в е н д а)
Белоруссии**

Издательство «Наука и техника»
Минск, Ленинский проспект, 68

Редактор Е. Пресман
Обложка Б. Сусленкова
Художественный редактор Н. Евменова
Технический редактор Г. Якубовская
Корректор Л. Круглова

Печатается по постановлению РИСО АН БССР

ЛТ 03029. Сдано в набор 2/XII-69 г. Подписано в печать
9/II-70 г. Формат 60×90^{1/16}. Бум. тип. № 1. Печ. л. 14,75.
Уч.-изд. л. 14,8. Изд. зак. 1001. Тип. зак. 1115. Тираж
1000 экз. Цена 1 р. 67 к.

Типография им. Франциска (Георгия) Скорины изда-
тельства «Наука и техника» АН БССР и Госкомитета
СМ БССР по печати Минск, Ленинский проспект, 68

Вулканогенная формация верхнего протерозоя (венда). Белоруссии. Мн., «Наука и техника», 1970.

236 с. с илл. 1000 экз. 1 р. 67 к. В перепл.

Изложены результаты изучения вулканогенных пород вендского комплекса Белоруссии и смежных районов. Дана краткая характеристика новой стратиграфической схемы верхнего докембрия. Рассмотрены условия залегания вулканогенных пород. Приведены важнейшие разрезы вулканогенной толщи, показано их строение. Выделены и охарактеризованы важнейшие типы эффузивных пород основного и среднего состава, вулканических туфов и вулканогенно-осадочных пород, показаны закономерности их распространения, рассмотрен их минеральный состав. На примере опорных разрезов освещены геохимические особенности эффузивных и вулканогенно-осадочных пород. Рассмотрены условия формирования вулканогенных образований, а также перспективы их на полезные ископаемые.— Библиогр. с. 231—232.

2-9-3

98-70

554



1755