Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова, т. XLVII, вып. 2, 1964 г.

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ В РАЗРЕЗЕ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ КАЛБЫ

А. Х. Кагарманов, А. М. Тарасенков

В литературе по геологии Алтая распространено мнение о широком развитии вулканогенных толщ порфиритового состава, венчающих разрез верхнего палеозоя Калбинского хребта. Это мнение основано на работах Г. И. Сократова, в течение ряда лет занимавшегося изучением верхнепалеозойских отложений этой территории [5, 6, 7]. Согласно данным Г. И. Сократова, в геологическом строении Южной Калбы, где наиболее полно представлен разрез указанных образований, участвуют отложения верхнего визе — намюра (кокпектинская свита), среднего карбона (буконьская свита), среднего — верхнего карбона (майтюбинская свита) и перми (даубайская свита). Возраст кокпектинской свиты доказан находками фауны. Буконьская свита охарактеризована среднекаменноугольной флорой. Возраст майтюбинской свиты определен на основании находок пресноводных пелеципод, аналогичных описанным из алыкаевской подсвиты Кузбасса. Даубайская свита отнесена к перми условно, так как органических остатков в ней не встречено, а взаимоотношения с майтюбинской свитой нигде не установлены. Покровы порфиритов выделены в основании майтюбинской свиты (C_2—C_3), а также в самых верхах этой свиты в горах Куламбай. Основная же масса вулканогенных образований Калбы выделена в даубайскую свиту (P).

Приведенной стратиграфической схемой, в основном созданной Г. И. Сократовым почти четверть века назад, а в дальнейшем подвергнутой им лишь незначительным уточнениям и детализации, заложены основы стратиграфии верхнего палеозоя Калбы, на которых базируются все исследования этого региона до последнего времени. Попытка М. В. Муратова и В. И. Славина [3] изменить эту стратиграфическую схему основывалась на заведомо ошибочных представлениях о структуре этой части Калбы и была встречена справедливой критикой Г. И. Сократова [7, стр. 210—212].

Исследования последних лет позволили установить более сложное строение территории Калбы и в первую очередь выявить внутренние структуры площадей развития вулканогенных образований, уточнить строение осадочных толщ, а также тщательно изучить их взаимоотношения. Оказалось, что вулканогенные образования залегают по крайней мере в трех частях разреза верхнего палеозоя Калбы, разделенных угловыми несогласиями. Установлено, что часть майтюбинской свиты Г. И. Сократова перекрывает вулканогенные образования, отнесенные им к даубайской свите пермского возраста. Сама же майтюбинская свита состоит из трех самостоятельных стратиграфических подразделений, ограниченных поверхностями несогласий. Вместе с тем выявилось чрезвычайное сходство вулканогенных образований, залегающих в разных частях разреза

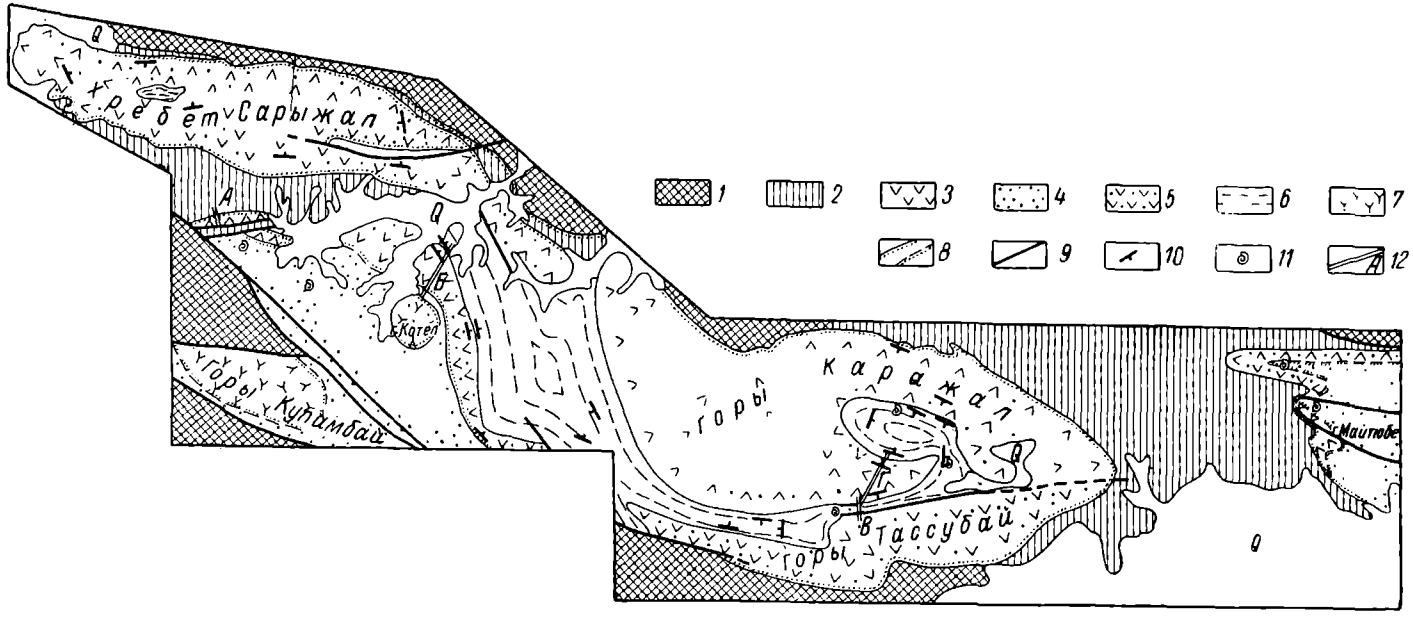


Рис. 1. Распространение вулканогенных образований верхнего палеозоя в Калбе (по Г. И. Сократову [7] с изменениями А. Х. Кагарманова).

Разрезы: *А* — к юго-востоку от пос. Боко; *Б* — к северо-востоку от горы Котел; *В* и *Г* — в горах Каражал.
1 — среднепалеозойские отложения; *2* — буконьская свита; майтюбинская серия; *3* — нижняя вулканогенная толща; *4* — пестроцветная толща; *5* — вулканогенная и *6* — сероцветная пачки осадочно-вулканогенной толщи; *7* — верхняя вулканогенная толща; *8* — границы несогласного залегания отложений, установленные и предполагаемые; *9* — разрывы; *10* — направления падения пластов; *11* — места находок фауны; *12* — местоположение изученных разрезов.

верхнего палеозоя, что значительно усложнило установление их стратиграфического положения.

Наиболее древние вулканогенные образования верхнего палеозоя выделяются на участке к юго-востоку от пос. Боко (рис. 1), где они слагают две, вытянутые в широтном направлении, мульды, разобщенные полосой выходов пород буконьской свиты (рис. 2). Разрез этой вулканогенной толщи в пределах северной мульды (рис. 1, разрез *А*) представляется в следующем виде (снизу вверх):

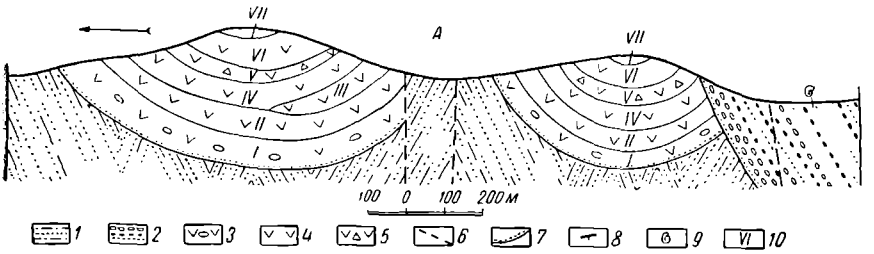


Рис. 2. Разрез через вулканогенную толщу на участке к юго-востоку от пос. Боко:

1 — песчаники и алевролиты (буконьская свита); *2* — конгломераты, гравелиты и песчаники (пестроцветная толща); *3* — туфоконгломераты; *4* — андезитовые порфириты; *5* — туфолавы андезитовых порфиритов; *6* — разрывы; *7* — граница несогласного залегания пород; *8* — направление падения пластов; *9* — места находок фауны; *10* — номер горизонта по разрезу

I. Туфоконгломераты массивные желтовато-зеленые, сложенные обломками порфиритов, кремнистых сланцев, тонкослоистых алевролитов. Обломки плохо и реже среднеокатанные. Цемент среднеобломочный, пирокласто-осадочный, составляет 30% от состава породы. Этот горизонт с угловым несогласием налегает на песчаники и алевролиты буконьской свиты. Мощность 40—80 *м*.

II. Серо-зеленые роговообманковые порфириты мощностью 30—50 *м*.

III. Фиолетовые и фиолетово-серые миндалекаменные порфириты. Миндалины выполнены хлоритом и кальцитом. Горизонт прослеживается вдоль южного крыла северной мульды. Мощность 50 *м*.

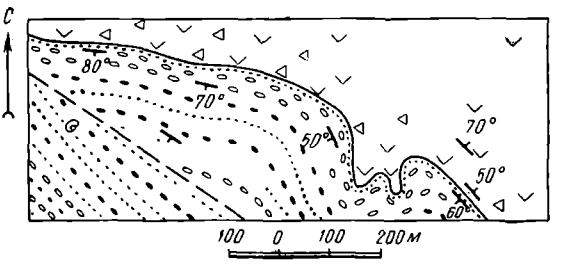


Рис. 3. Характер налегания пестроцветной толщи на эффузивы. Условные обозначения см. рис. 2.

IV. Серые и темно-серые андезитовые порфириты афировой структуры, выдержанные по мощности 60 *м*.

V. Пестроокрашенные туфолавы андезитовых порфиритов (литокласты зеленого цвета цементируются фиолетовой лавой). Наибольшая мощность туфолав на северном крыле мульды, на южном — лишь 30 *м*.

VI. Зеленовато-серые, фиолетово-серые, фиолетовые андезитовые порфириты с афировой структурой мощностью 40 *м* в северном крыле мульды и 110 *м* — южном.

VII. Серовато-зеленые роговообманковые порфириты, сохранившиеся лишь в центральных частях мульд мощностью 20 *м*.

Общая мощность вулканогенной толщи 270—400 *м*.

На южном крыле южной мульды эта вулканогенная толща с четким структурным несогласием перекрывается базальными конгломератами пестроцветной толщи (рис. 3). Таким образом, стратиграфическое

положение этих эффузивов вполне определенное: они залегают на среднекаменноугольных отложениях (буконьская свита) и перекрываются пестроцветной толщей, содержащей остатки пресноводных пелеципод, характерных для алыкаевской подсвиты Кузбасса, возраст которой, согласно последней унифицированной схеме, определяется как верхи среднего — верхний карбон. Соответственно возраст рассмотренной вулканогенной толщи относится к среднекаменноугольному.

Достоверно доказанные эффузивы этого возраста могут быть выделены в районе гор Майтюбе, где они также залегают под пестроцветной толщей, охарактеризованной фауной. Правда, по Г. И. Сократову, здесь эта толща согласно перекрывает эффузивы [7], что в свете приведенных данных требует проверки.

Пестроцветные образования развиты в горах Куламбай, у гор Котел и Майтюбе и представлены зелеными, красными, фиолетово-красными и серыми конгломератами, гравелитами и песчаниками с редкими про-

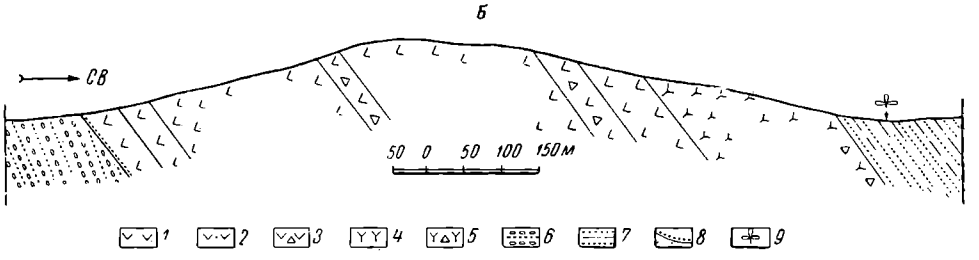


Рис. 4. Схема взаимоотношения вулканогенной пачки с пестроцветными и сероцветными отложениями к северо-востоку от г. Котел:

1 — андезитовые порфириты; *2* — туфы андезитовых порфиритов; *3* — туфолавы андезитовых порфиритов; *4* — дацитовые порфиры; *5* — лавобрекчии дацитовых порфиров; *6* — конгломераты и песчаники (пестроцветная толща); *7* — песчаники и алевролиты (сероцветная пачка); *8* — граница несогласного залегания; *9* — пункты сбора флоры

слоями глинистых сланцев и линзами известняков. По всему разрезу встречена фауна рыб плохой сохранности и пелеципод. Из коллекции Г. И. Сократова Е. М. Люткевичем и О. В. Лобановой отсюда определены следующие формы пелеципод: *Mrasiella magniforma* R a g., *Edmondia balakchonskiensis* F e d., *Netschajewia (Angarodon) globosa* (N e t s c h.), *N. (A.) rugatus* K h a l f i n, *Najadites* (?) *kumpani* (F e d.), *Anthraconauta flagitiosa* (R a g.). Эти же виды определены Р. Е. Нельзиной из коллекции авторов по сборам 1962 г.

Мощность пестроцветной толщи 1200 *м*.

Выше пестроцветов к востоку от горы Котел залегает толща, нижняя часть которой сложена вулканогенными, а верхняя осадочными породами. Этими отложениями выполнена крупная Каражальская мульда, оконтуривающаяся выходами эффузивов, развитых в горах Каражал, Тассубай и Сарыжал и налегающих здесь на разные горизонты буконьской и кокпектинской (на южном склоне гор Тассубай) свит. Таким образом, вулканогенно-осадочная толща несогласно залегает на всех подстилающих отложениях, включая и пестроцветные.

Разрез вулканогенной части рассматриваемой толщи, изученный Л. С. Тарасовой на участке к северо-востоку от горы Котел (рис. 1, разрез *Б*, рис. 4) следующий (снизу вверх):

1. Серовато-фиолетовые роговообманковые порфириты с включениями редких обломков порфиритов мощностью 40 *м*.

2. Серовато-фиолетовые среднеобломочные кристаллолитокластические туфы роговообманковых порфиритов мощностью 35 *м*.

3. Фиолетовые и темно-фиолетовые роговообманковые порфириты с редкими включениями обломков порфиритов, в верхней части приобре-

тающие полосчатую текстуру за счет неравномерного распределения вкрапленников плагиоклаза. Ширина полос до 1,5 *см*. Мощность 200 *м*.

4. Пестроокрашенные среднеобломочные туфы андезитовых порфиритов (зеленые, фиолетовые, розовые литокласты цементируются лавой порфиритов фиолетового цвета) мощностью 20 *м*.

5. Фиолетовые, серо-фиолетовые и серо-зеленые авгитовые порфириты, эпидотизированные в верхней части. Мощность 200 *м*.

6. Темно-фиолетовые крупнообломочные эпидотизированные туфолавы авгитовых порфиритов мощностью 35 *м*.

7. Серовато-фиолетовые миндалекаменные авгитовые порфириты. Миндалины выполненные хлоритом. Мощность 15 *м*.

8. Фиолетовые авгитовые порфириты мощностью 50 *м*.

9. Светло-серые дацитовые порфиры, в верхней части переходящие в лавобрекчию. Мощность 170 *м*.

Общая мощность толщи 765 *м*.

Выше совершенно согласно залегает сероцветная пачка переслаивания плитчатых, тонкозернистых и среднезернистых, часто слоистых и косослоистых полимиктовых песчаников и алевролитов. В пачке встречаются линзы и прослои известковистых песчаников, иногда содержащих отпечатки флоры плохой сохранности. Определение мощности осадочной пачки затруднено сложной мелкой складчатостью и ориентировочно оценивается в 800—900 *м*.

На юго-восток от горы Котел мощность вулканогенных пород в разрезе вулканогенно-осадочной толщи уменьшается. Покровы лав частично выклиниваются и замещаются серыми мелкозернистыми песчаниками, прослои которых появляются в верхней части разреза. Далее пачка срезается разломом и вновь наблюдается в горах Каражал и Тассубай.

До последнего времени эффузивы гор Каражал считались стратотипом «пермской» даубайской свиты. При этом сероцветная пачка, залегающая в замке Каражальской мульды, помещалась стратиграфически ниже этих эффузивов. Однако по данным детального изучения структуры покровов эффузивов и взаимоотношений их с окружающими отложениями, охарактеризованными органическими остатками, сероцветная пачка, слагающая центральную часть гор Каражал, в действительности не подстилает даубайскую свиту, а перекрывает ее.

Это подтверждается разрезом рис. 5, проведенным на участке *В* (рис. 1). Там устанавливается следующая последовательность пород (сверху вниз):

I. Грубозернистые массивные известковистые песчаники, порой сильно рассланцованные с редкими маломощными прослоями зеленовато-серых известковистых алевролитов, содержащих отпечатки пелеципод. Мощность 8 *м*.

II. Туфолавы андезитовых порфиритов зеленовато- и буровато-серого цвета с горизонтами алевролитов и единичными линзами известковистых грубозернистых песчаников. Мощность 50 *м*.

III. Зеленовато-серые и серые, мелкозернистые, массивные туфогенные песчаники с прослоями темно-серых алевролитов. Мощность 60 *м*.

IV Темно-серые и серые массивные, мелкозернистые, заметно слоистые песчаники с прослоями черных алевролитов мощностью до нескольких метров. Породы заметно известковисты, а по простиранию на восток содержат линзы известняков. В известковистых алевролитах встречаются массовые скопления раковин пелеципод. Мощность 10 *м*.

V Хрупкие зеленые алевролиты, переходящие выше по разрезу в аргиллиты, сменяющиеся плотными массивными мелкообломочными кристаллокластическими туфами андезитов и андезито-дацитов. Мощность 18 *м*.

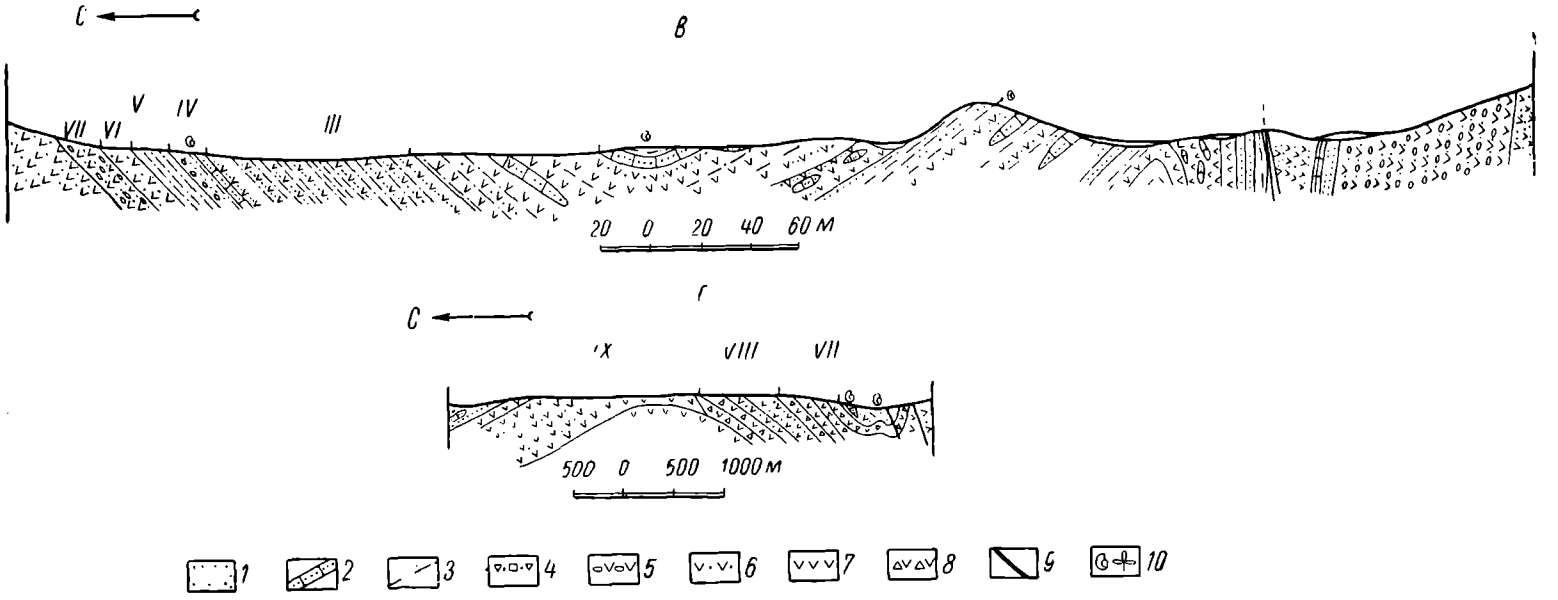


Рис. 5. Разрезы вулканогенно-осадочной толщи в горах Тассубай:

1 — песчаники; *2* — известковистые песчаники; *3* — алевролиты; *4* — гравелиты; *5* — туфолавы порфиритового состава; *6* — туфы порфиритов; фириты; *8* — лавобрекчии; *9* —разломы; *10* — пункты находок фауны и флоры: *I* — *VII* — слои

VI. Конгломератовидные и брекчиевидные туфы порфиритового состава непостоянной мощности (10—25 *м*).

VII. Измененная, местами катаклазированная туфолава роговообманковых андезитовых порфиритов с горизонтами мелкообломочных, иногда четко полосчатых кристаллокластических туфов, лав и литокластических туфов роговообманковых порфиритов. По полосчатости в туфах устанавливается отчетливое выдержанное падение вулканогенной толщи на юг под углом 45° (разрез *Г*, рис. 5). Мощность 400 *м*.

VIII. Среднеобломочные кристаллокластические туфы порфиритов умеренно-среднего состава мощностью 400 *м*.

IX. Туфолавы и туфы андезитовых порфиритов мощностью 150 *м*.

В пределах слоев VII—IX, судя по полосчатости в туфах, угол падения пород постепенно уменьшается от 45 до 20—30°

Далее на север наблюдается второе крыло антиклинали. Здесь наряду с туфами и туфолавами встречены андезитовые порфириты, сменяющиеся, как и в слое VI, конгломератовидными туфами. На них залегают зеленовато-серые среднезернистые песчаники с прослоями аргиллитов и темно-серые известковистые песчаники, такие же как в слоях IV—V

Ранее Г И. Сократов вулканогенные образования, начиная от слоя VI и далее на север, относил к даубайской свите пермского возраста, а остальные образования (слои I—V) выделял в подстилающую осадочную майтюбинскую [6], а позднее [7] — в буконьскую свиту. В соответствии с этим на геологических картах в районе гор Тассубай — Караджал показывались среди якобы молодого «пермского» несогласного покрова антиклинальные эрозионные причудливой формы «окна» более древней свиты.

Приведенный же выше разрез свидетельствует о следующем: 1) вулканогенные породы (даубайская свита) обнажаются в замке антиклинали (рис. 1, разрез *Г*); 2) на крыльях этой структуры туфы перекрыты осадочной пачкой, сходной с охарактеризованной выше сероцветной пачкой, и как видно на рис. 1, обе пачки представляют собой единое целое; 3) наличие вулканогенных пород в приведенном разрезе (рис. 5, слои II, V) также указывает на правильность такого сопоставления. Как отмечено выше, сероцветная пачка по простиранию замещает вулканогенную, за счет чего местами чередуются те и другие породы. По-видимому, между вулканогенной и осадочной частями разреза нет заметного перерыва.

С целью подтверждения этих положений совершены маршруты вдоль контакта вулканогенной и осадочной пачек. На южном склоне гор Караджал отмечены светло-серые, реже зеленые среднезернистые песчаники, переходящие в пестроцветные, иногда с известковистым цементом; темно-серые плитчатые алевролиты и черные глинистые сланцы. Пачка чередования указанных пород прослежена на протяжении 300 *м* вкрест простирания и полого падает на ЮЗ 220° $\angle$ 20° Рельеф асимметричный, подчеркивающий моноклинальное залегание пород: гряды северо-западного простирания с крутыми северо-восточными и пологими юго-западными склонами. Сильно развиты крутопадающие на северо-восток трещины кливажа. Слоистость в этих породах, как правило, не улавливается, элементы залегания устанавливаются по контакту отдельных разновидностей пород.

Пологое юго-западное падение осадочной пачки подчеркнуто плавным заворотом слоев по склону в этом направлении.

Ниже по разрезу на юго-восточном склоне гор Каражал обнажены серые мелко-среднезернистые плитчатые песчаники, сменяющиеся кремнистыми рассланцованными алевролитами с мелкими редкими гальками андезитовых дацитов.

Выше по склону гор Каражал наблюдается вулканогенная пачка, прослеженная нами на протяжении почти 500 *м* от контакта с осадочной

толщей. В этом участке вулканогенная толща сложена преимущественно литокластическими туфами андезитовых порфиритов, нередко полосчатыми с поверхности выветривания. По полосчатости азимут падения толщи ЮЗ 220—205° ∠ 25—30°

Любопытно, что здесь не встречено типичных эффузивов и конгломератовидных туфов, не отмечено известковистости осадочной толщи, углового или азимутального несогласия между обеими пачками. В то же время фациальное замещение эффузивов осадочными породами указывает на то, что даубайская свита и сероцветная пачка представляют единую вулканогенно-осадочную толщу.

Возраст охарактеризованной толщи определяется налеганием ее на пестроцветные отложения (C_2—C_3) и фауной пелеципод, собранной в сероцветной части толщи (рис. 5, слои *1* и *4* разреза *В*), среди которой Р. Е. Нельзиной определены характерные для алыкаевской подсвиты Кузбасса формы: *Mrasiella magniforma* R a g., *Anthraconanta flagitiosa* (R a g.), *Netschajewia* sp. Эти данные позволяют сравнивать вулканогенно-осадочную толщу с алыкаевской подсвитой, скорее с ее верхней частью. Соответственно возраст даубайской свиты гор Каражал будет не пермский, а средне-верхнекаменноугольный. С этой толщей сравнимы и вулканогенные образования гор Сарыжал, хотя разрез их несколько иной. В основании толщи на южном склоне гор Сарыжал выделяется пачка туфов невыдержанной мощности со следующим схематизированным разрезом.

1. На черных алевролитах буконьской свиты несогласно залегают желтовато-серые плитчатые туфы андезитовых порфиритов, выше сменяющиеся светло-серыми грубообломочными туфами с брекчиевидной текстурой. Мощность 5 *м*.

2. Фиолетовые грубообломочные туфы с брекчиевидной текстурой мощностью 20 *м*.

3. Фиолетово-серые лавы андезитовых порфиритов мощностью 40 *м*.

4. Ритмичное чередование фиолетовых грубообломочных туфов и алевролитов. В результате частого чередования пород облик обпажений полосчатый. По простиранию пачка не выдержана и замещена лавами и туфолавами, иногда содержащими горизонты туфоконгломератов с крупными гальками порфиритов размером до 15 *см* в поперечнике. В конгломератах единичные прослойки фиолетово-серых и зеленовато-серых алевролитов. Мощность 50 *м*.

Обычно туфогенная пачка отсутствует, и на осадочных породах буконьской свиты с угловым несогласием залегает пачка однородных фиолетовых миндалекаменных андезитовых порфиритов с афировой структурой, содержащих редкие покровы туфолав. Мощность этой части разреза до 600 *м*. Выше покровы сменяются преимущественно туфовыми образованиями: кристаллолитокластическими туфами андезитовых порфиритов, реже туфолавами с одиночными горизонтами миндалекаменных порфиритов. Характерна преимущественно зеленая окраска пород.

Разрез венчается лавами светло-серых дацитовых порфиритов мощностью до 50—80 *м*. Общая мощность этой части разреза около 500 *м*.

Эти же вулканогенные образования слагают синклинальную структуру, в замке которой в западной части гор Сарыжал на лавах дацито-порфирового состава залегают серые мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитов. Эти породы можно сопоставить с сероцветной пачкой, а дацитовые порфиры — с аналогичными породами верхов вулканогенной пачки — к востоку от горы Котел.

Таким образом, бо́льшая часть эффузивов верхнего палеозоя Калбы имеет средне-верхнекаменноугольный возраст. Условно к перми можно отнести вулканогенные образования, слагающие горы Куламбай и гору Котел, представленные серыми массивными роговообманковыми порфи-

ритами. Ранее эффузивы гор Куламбай включались в состав майтюбинской свиты [7]. Однако детальное изучение нижнего контакта этих эффузивов, проведенное в 1962 г. И. А. Ротарашем, и наши наблюдения в районе горы Котел и гор Куламбай позволили установить, что вулканогенные образования с четко выраженным несогласием очень полого залегают на разных горизонтах сильно дислоцированных пестроцветных отложений и тем резко отличаются от крутозалегающих эффузивов гор Каражал и Сарыжал. Поэтому площадь развития пермских эффузивов имеет в плане изометричную форму.

Петрографический состав описанных выше вулканогенных пород близок, но устанавливаются некоторые отличия разновозрастных эффузивов. Нижняя вулканогенная толща представлена лавами андезитовых порфиритов с единичными горизонтами туфолав. Вулканогенная пачка вулканогенно-осадочной толщи четко разделяется на две части. В низах разреза также преобладают лавы порфиритов с единичными горизонтами туфов и туфолав порфиритов (гора Сарыжал, к северо-востоку от горы Котел). Верхняя часть разреза сложена в основном туфами порфиритов, нередко слоистыми. В подчиненном количестве в разрезе присутствуют потоки лав и туфолав порфиритов (горы Каражал и Сарыжал). Другим характерным признаком является наличие покрова дацитовых порфиров, венчающих разрез вулканогенной пачки (горы Сарыжал, к северо-востоку от горы Котел).

Пермские эффузивы, слагающие горы Куламбай и Котел, в отличие от вулканогенных пород майтюбинской серии, залегают полого, почти горизонтально, имеют более свежий облик, характеризуются большим (40—50%) количеством крупных фенокристаллов плагиоклаза и роговой обманки.

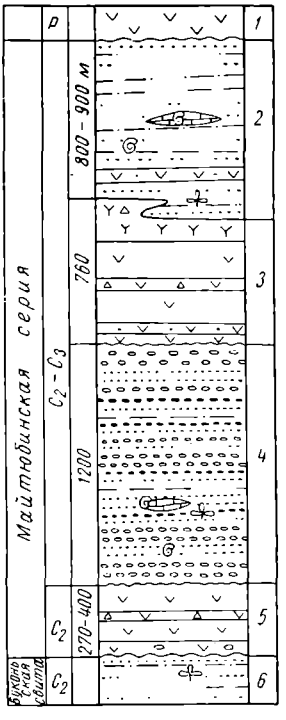


Рис. 6. Сводная стратиграфическая колонка верхнепалеозойских отложений Калбы:

1 — верхняя вулканогенная толща; *2* — сероцветная; *3* — вулканогенная пачка вулканогенно-осадочной толщи; *4* — пестроцветная толща; *5* — нижняя вулканогенная толща; *6* — буконьская свита

Выводы

В соответствии с приведенным фактическим материалом, уточняющим возраст вулканогенных пород Калбы, видимо, следует отказаться от терминов майтюбинская и даубайская свиты в их прежнем понимании, так как они включают части разреза верхнего палеозоя, занимающие различное стратиграфическое положение.

В свете новых данных предлагается следующая стратиграфическая схема этих отложений (рис. 6): 1) вулканогенная толща C_2; 2) пестроцветная толща $C_2—C_3$; 3) вулканогенно-осадочная толща $C_2—C_3$; 4) вулканогенная толща P, за которой условно можно сохранить термин даубайская свита.

Эта схема, безусловно, требует дальнейшей разработки и уточнения. Так, уже сейчас ясно, что каждая из выделенных толщ по существу представляет собой самостоятельную свиту, так как отделена от смежных толщ поверхностями угловых несогласий. Однако, чтобы перевести их в ранг свит, необходимо более детально изучить эти отложения на широкой площади.

Формирование вулканогенной, пестроцветной и вулканогенно-осадочной толщ происходило, по-видимому, в сходных континентальных условиях и отвечает единому позднепалеозойскому этапу развития региона. Поэтому для удобства пользования впредь до выделения их в свиты можно объединять эти толщи в майтюбинскую серию, с единым для всей серии майтюбинским (алыкаевским) комплексом пресноводных пелеципод.

Майтюбинская серия в таком понимании сопоставляется по положению в разрезе и отчасти по составу эффузивов и фауне: нижняя часть (вулканогенная толща) — с кайгенбулакской, средняя часть (пестроцветная толща) — с акансайской, верхняя часть (вулканогенно-осадочная толща) — с кендерлыкской свитами хребта Саур [2]. Структурные несогласия, установленные в Калбе в основании каждой из выделенных толщ, прослеживаются и здесь.

В связи с указанием Г. И. Сократова о пересечении андезитовых порфиритов золоторудными кварцевыми жилами [6] приведенный материал по возрастному расчленению эффузивов может помочь решению вопроса о том, с какими порфиритами по возрасту — по крайней мере пространственно — ассоциирует это оруденение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Василенко В. К. Геологическая история Зайсанской впадины. Тр. ВНИГРИ, 1961, вып. 162.
2. Клейман Г. П. Стратиграфия палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений хр. Саур. Мат. ВСЕГЕИ. Новая сер., 1960, вып. 33.
3. Муратов М. В., Славин В. И. К стратиграфии каменноугольных и пермских отложений Калбы. Сов. геол., 1948, № 31.
4. Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолиздат, 1958.
5. Сократов Г. И. К стратиграфии верхнего палеозоя Южной Калбы. Сб. «Большой Алтай». Т. 2. Изд-во АН СССР, 1936.
6. Сократов Г. И. Основные черты геологического строения Южной Калбы. Мат. ЦНИГРИ, 1937, № 2.
7. Сократов Г. И. О верхнем палеозое Южной Калбы. Зап. ЛГИ, 1958, т. XXXIII, вып. 2.