

## КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ФУНДАМЕНТЕ ЮГО-ЗАПАДА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ (Курганская область)

С.В. Сараев<sup>1</sup>, Т.П. Батурина<sup>1</sup>, А.Я. Медведев<sup>2</sup>, А.В. Травин<sup>3,4,5</sup>

<sup>1</sup> Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>2</sup> Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия

<sup>3</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>4</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

<sup>5</sup> Томский государственный университет, 634050, Томск, ул. Ленина, 36, Россия

<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar методом определен возраст вулканитов из разрезов колонковых скважин на севере Тюменско-Кустанайского прогиба (Курганская область). Уточнено геологическое строение северной части прогиба. На основе седиментологического, петрологического и геохимического изучения разрезов установлены палеогеографические и геодинамические обстановки формирования каменноугольных отложений. В визейском веке преобладали морские обстановки с максимальными глубинами бассейна. В качарское время (C<sub>1</sub>V<sub>3</sub>-s) произошло усложнение подводного рельефа бассейна с появлением среди осадков блоков пород более древнего возраста. Геохимические индикаторные характеристики вулканитов — содержания высокозарядных некогерентных элементов Ti, Nb, Ta, Th, Hf — близки к содержаниям их в андезитоидах островных дуг, активных континентальных окраин андийского типа и в современных андезитах Курило-Камчатской зоны и на порядок меньше, чем в подобных вулканитах континентальных рифтов, к которым некоторые исследователи относят вулканиты Валерьяновской зоны. Содержания Ni, Co, V близки к содержаниям их в андезитах островных дуг и, в частности, Курило-Камчатской области. Отношения Ba/Ta, Ba/La и соотношения Th, Hf и Ta для андезитоидов валерьяновской и качарской серий также отвечают индикаторным характеристикам вулканитов островных дуг и активных континентальных окраин. Кремнекислые породы качарской серии по соотношениям Rb/Zr—Nb, Fe—Nb, Rb—(Y + Nb) близки к подобным породам зрелых островных дуг и активных континентальных окраин. Графики распределения несовместимых элементов и РЗЭ вулканитов валерьяновской и качарской серий типичны для вулканитов островных дуг и, в частности, для вулканитов Курило-Камчатской зоны. Индикаторные геохимические особенности состава вулканитов и их петрология, а также седиментологические особенности отложений свидетельствуют в целом о формировании их в ранне- и среднекаменноугольное время в обстановке активной континентальной окраины андийского типа (западная окраина Казахского палеоконтинента).

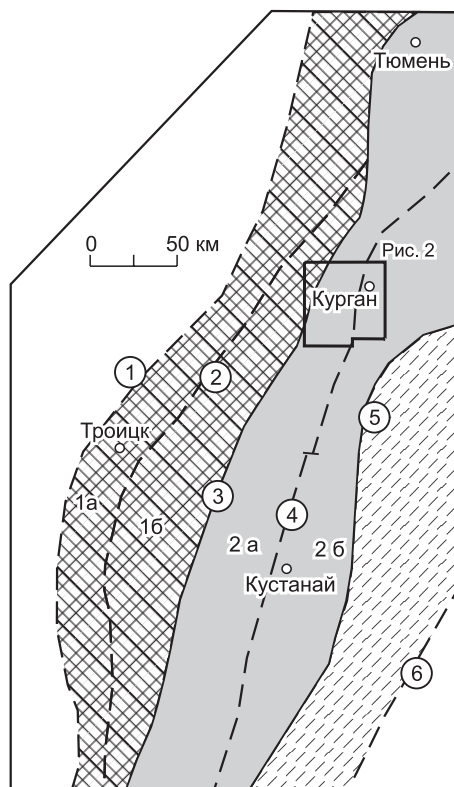
*Нижний—средний карбон, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возраст, геохимия вулканитов, седиментационные и геодинамические обстановки, Тюменско-Кустанайский прогиб.*

## CARBONIFEROUS DEPOSITS IN THE BASEMENT OF THE SOUTHWESTERN WEST SIBERIAN GEOSYNECLISE (Kurgan Region)

S.V. Saraev, T.P. Baturina, A.Ya. Medvedev, and A.V. Travin

The <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age of volcanics from the sections of core boreholes in the northern Tyumen'–Kostanai trough (Kurgan Region) has been determined. The geologic structure of the northern part of the trough has been refined. The paleogeographic environments and geodynamic settings of formation of Carboniferous deposits have been established by sedimentological, petrological, and geochemical studies of the sections. In the Visean, marine environments with maximum basin depths were predominant. In the Kachar epoch (C<sub>1</sub>V<sub>3</sub>-s), the submarine relief of the basin became more complicated; blocks of older rocks appeared in the deposits. The geochemical indicator characteristics of the volcanics—contents of HFSE (Ti, Nb, Ta, Th, and Hf)—are close to those of andesitoids of island arcs and Andean-type active continental margins, as well as present-day andesites from the Kurile–Kamchatka zone. They are an order of magnitude lower than those in similar continental-rift volcanics, among which are volcanics of the Valer'yanovka zone (according to some researchers). The contents of Ni, Co, and V are similar to those in island-arc andesites, including rocks of the Kurile–Kamchatka zone. The Ba/Ta and Ba/La ratios and the proportions of Th, Hf, and Ta in andesitoids of the Valer'yanovka and Kachar Groups are close to the indicator characteristics of island-arc and active-continental-margin volcanics. The Kachar Group siliceous rocks are similar in the Rb/Zr–Nb, Fe–Nb, and Rb–(Y + Nb) correlations to rocks of mature island arcs and active continental margins. The incompatible-element and REE patterns for the Valer'yanovka and Kachar volcanics are typical of island-arc volcanics, including rocks from the Kurile–Kamchatka zone. The indicator geochemical features and petrology of the volcanics and the sedimentologic features of the deposits testify to their formation on an Andean-type active continental margin (western margin of the Kazakhstan paleocontinent) in the Early–Middle Carboniferous.

*Lower–Middle Carboniferous, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age, geochemistry of volcanics, sedimentation conditions, geodynamic settings, Tyumen'–Kostanai trough*



**Рис. 1. Северная часть Тюменско-Кустанайского прогиба и смежных структур, по [Железородные формации..., 1987] с упрощением.**

1 — Зауральское поднятие: 1а — Троицкий горст-антиклинорий, 1б — Александровско-Денисовская зона; 2 — Тюменско-Кустанайский прогиб: 2а — Валерьяновская зона, 2б — Боровская зона; 3 — Тобольско-Убаганское поднятие; 4, 5 — разломы: 4 — на границах структур I порядка, 5 — на границах структур II порядка (цифры в кружках: 1 — Западно-Джетыгаринский, 2 — Тобольский, 3 — Ливановский, 4 — Апановский, 5 — Центрально-Тургайский (Звериноголовский), 6 — Севастопольский).

## ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая работа основана на материалах изучения керна колонковых скважин, пробуренных в Курганском Зауралье в шестидесятых и восьмидесятых годах прошлого столетия. Для установления возраста отложений, включающих эффузивы различного состава, и корреляции разрезов использовалось  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирование методом ступенчатого прогрева [Травин и др., 2009] по плагиоклазам, выделенным из наиболее свежих магматических пород.

В статье рассмотрены разрезы скважин только с каменноугольными датировками вулканитов. Наряду с этим привлекались разрезы, где каменноугольный возраст отложений был установлен на основе находок фауны [Смирнов, 1975; Малютин и др., 1977; Пумпянский, 1988; Мизенс и др., 2011]. Ранее были опубликованы результаты изучения триасовых отложений Курганского Зауралья [Сараев и др., 2011].

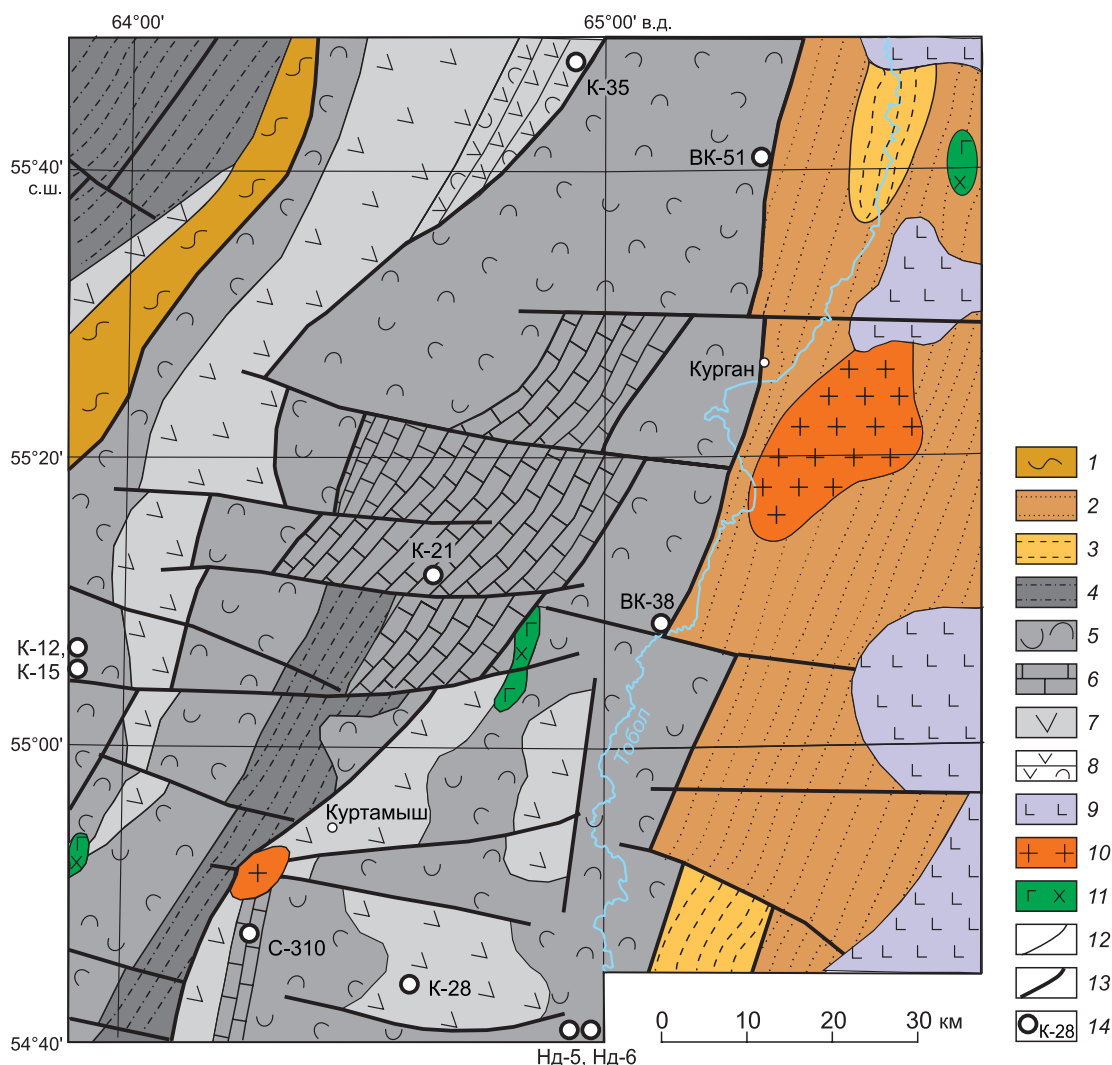
Геохимические и изотопно-геохронологические данные получены в аналитических центрах ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и ИГХ СО РАН (г. Иркутск).

Структурные зоны открытой части Урала продолжают под мезозойско-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) [Сурков, Смирнов, 2003], изученный район относится к Тюменско-Кустанайскому прогибу. В строении прогиба выделяются Валерьяновский синклиниорий и Боровской антиклинорий, разделенные Апановским разломом (рис. 1, 2) [Малютин и др., 1977; Железородные формации..., 1987; Пумпянский, 1988; Ивлев, 2005]. Палеозойские отложения на изученной территории погребены под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений, мощность которых увеличивается с юго-запада на северо-восток от 200 до 700 м [Железородные формации..., 1987]. Каменноугольные отложения на предмезозойской поверхности резко преобладают в пределах Валерьяновского синклинория, в значительно меньшем объеме они сохранились от размыва в западной части Боровского антиклинория (см. рис. 1, 2).

Полученные новые седиментологические, петрологические, геохимические материалы,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки вулканитов позволяют скорректировать и детализировать выводы о возрасте отложений, их распространенности и обстановках формирования. По представлениям предшествующих исследователей возраст изученных каменноугольных разрезов нередко условно рассматривался как более древний (как правило, девонский). Эти изменения нашли отражение на представленной схематической геологической карте (см. рис. 2).

## СТРАТИГРАФИЯ, АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ, КОРРЕЛЯЦИЯ СКВАЖИН

Отложения нижнего карбона в пределах Валерьяновского синклинория наиболее полно изучены в области распространения железорудных месторождений — Главной железорудной полосы Тургая на территории Казахстана и Глубоченской железорудной зоны в Курганском Зауралье [Железородные формации..., 1987]. На территории Казахстана в районе железорудных месторождений валерьяновская толща подразделяется на две серии: валерьяновскую и качарскую, каждая состоит из нескольких свит. Вместе с тем необходимо отметить, что выделяемые здесь свиты в связи с изменчивым фациальным характером отложений имеют местное ограниченное распространение. В пределах Глубоченской железорудной зоны (Курганская область) валерьяновская толща разделяется на валерьяновскую (средний—



**Рис. 2. Схематическая геологическая карта северной части Тюменско-Кустанайского прогиба со снятыми послетриасовыми отложениями, по [Малютин и др., 1977; Железорудные формации..., 1987; Пумпянский, 1988, 1990; Ивлев, 2005] с дополнениями и изменениями.**

1 — нерасчлененные отложения силура и девона; 2 — отложения девона; 3 — нерасчлененные отложения девона и карбона; 4 — алевролиты и песчаники,  $C_1t-v_1$ ; 5 — вулканогенно-осадочные отложения,  $C_1v_{2-3}$  (валерьяновская серия); 6 — известняки,  $C_1v_{2-s}$ ; 7 — преобладающие андезибазальты,  $C_1v_{3-s}$  (качарская серия); 8 — вулканогенно-осадочные отложения,  $C_2$ ; 9 — породы триаса; 10 — гранитоиды; 11 — габбро и габбро-диориты; 12 — геологические границы; 13 — разрывные тектонические нарушения; 14 — изученные скважины. Скважины Hd-5 и Hd-6 расположены соответственно на правом и левом берегу р. Тобол несколько южнее границы карты; скважины K-15 и K-12 расположены западнее границы карты.

верхний визе) и качарскую (верхний визе—серпухов) серии (свиты) без более дробного их подразделения [Пумпянский, 1988].

Разрез нижнего карбона в северной части Валерьяновского синклинория и на западе Боровского антиклинория подразделяется на несколько толщ [Железорудные формации..., 1987; Пумпянский, 1988; Мизенс и др., 2011]: турне—нижний визе, средний—верхний визе (валерьяновская серия), верхний визе—серпухов (качарская серия), средний карбон.

Согласно Решениям межведомственного совещания [1999], каменноугольные отложения на юго-западе ЗСГ на территории Курганской области в нижней части представлены нижнесреднетурнейской толщей (200—300 м) известняков с прослоями аргиллитов, алевролитов, песчаников, а на западе—андезибазальтов (нижняя часть боровской толщи). Выше выделяется турне-визейская толща (500—1000 м) известняков, аргиллитов, алевролитов, песчаников. На западе завершает разрез нижнего карбона валерьяновская толща (2500 м), сложенная андезибазальтами, андезитами, их туфами, известняками. В Ко-

солаповском районе ей соответствует боровская толща (2500 м), представленная известняками, аргиллитами, песчаниками, андезитами и туфами [Решения..., 1999].

Для  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопно-геохронологических исследований выделялись с использованием стандартных методик магнитной и плотностной сепарации плагиоклазы, не затронутые (или минимально затронутые) процессами вторичных преобразований. В скв. К-28 плагиоклазы выделены из потока трахиандезитов с глубины 482.3 м, в скв. ВК-51 — из порфирированного трахиандезита с гл. 672 м, в скв. К-21 — из щелочных риодацитов (пантеллеритов) с глубин 866 и 818 м. Результаты ступенчатого прогрева плагиоклазовых фракций представлены на рис. 3. В спектре всех образцов выделяются четкие плато, значения возраста которых соответствуют возрасту формирования магматических пород.

На рис. 4 с учетом установленного абсолютного возраста вулканитов, а также палеонтологических, седиментологических и петрологических данных приведена корреляция изученных скважин.

## СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗОВ, СЕДИМЕНТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

Разрез скв. С-310 снизу вверх.

602.5—538.2 м — тонко-, мелкообломочные известняки с остатками фауны, с примесью вулканокластиков, с прослоями (1—20 см) вулканомиктовых песчаников с градиционной слоистостью, псаммитовых тефроидов. Встречается глауконит в виде глобулей и пленок. Угол слоистости с осью зерна 55—80°.

538.2—510.4 м — толща, представленная внизу темно-серыми, черными тонкослойчатыми алевритовыми аргиллитами, алевролитами, кремнистыми, монтмориллонитовыми аргиллитами с незначительной и неравномерно распределенной примесью шламового карбонатного материала, с прослоями мелко-, тонкозернистых вулканомиктовых песчаников, тефроидов, калькаренитов. Слоистость параллельная, градиционная. Глауконит встречается довольно редко. Обломки песчано-алевроитовой размерности по составу соответствуют риолитовой и трахиандезитовой тефре. Мелкие обломки фауны принадлежат кораллам, криноидеям, брахиоподам, радиоляриям.

В верхней половине толщи в связи с начавшимся обмелением становятся преобладающими мелко-, среднезернистые известково-силикокластические песчаники, а у кровли толщи появляются прослои гравелитов с интракластами черных аргиллитов. Гравийные и песчаные полуокатанные и окатанные обломки сложены трахитами, трахиандезитами, реже встречаются обломки риолитов, плагиоклазов, кварца, известняков. Отдельные обломки трахитов пятнисто глауконитизированы. Угол слоистости с осью зерна 45—60°.

510.4—434.0 м — песчанистые биокалькарениты. Встречаются разрозненные крупные фрагменты брахиопод, ругоз, колониальных кораллов, криноидей, мшанок, пеллеципод. Повсеместно развиты глобули и пленки глауконита. Рассеянная, местами обильная вулканокластика представлена полуокатанными обломками трахиандезитов и трахитов, редко плагиоклазов. Фрагменты колониальных кораллов часто в «опрокинутом» залегании. В верхней части толщи появляются многочисленные мелкие прослои градиционных и неслойчатых тонкозернистых вулканомиктовых песчаников (обломки — измененные трахиандезиты, плагиоклазы). Угол слоистости с осью зерна составляет 40°.

Возраст известняков по фауне кораллов и фораминифер определяется как средневизейский [Смирнов, 1975].

Разрез скв. ВК-51 имеет следующее строение (снизу вверх).

686.0—670.4 м — розовые туфы, игнимбриты, псефитовые, псаммитовые тефроиды риолитов, трахиандезитов с потоками лавобрекчиевых трахиандезитов. Угол слоистости с осью зерна 5—10°.

670.4—661.6 м — переслаивающиеся трахиандезиты и псефитовые туфы, тефроиды. Местами обнаруживаются признаки игнимбритового строения. Угол слоистости с осью зерна 45°.

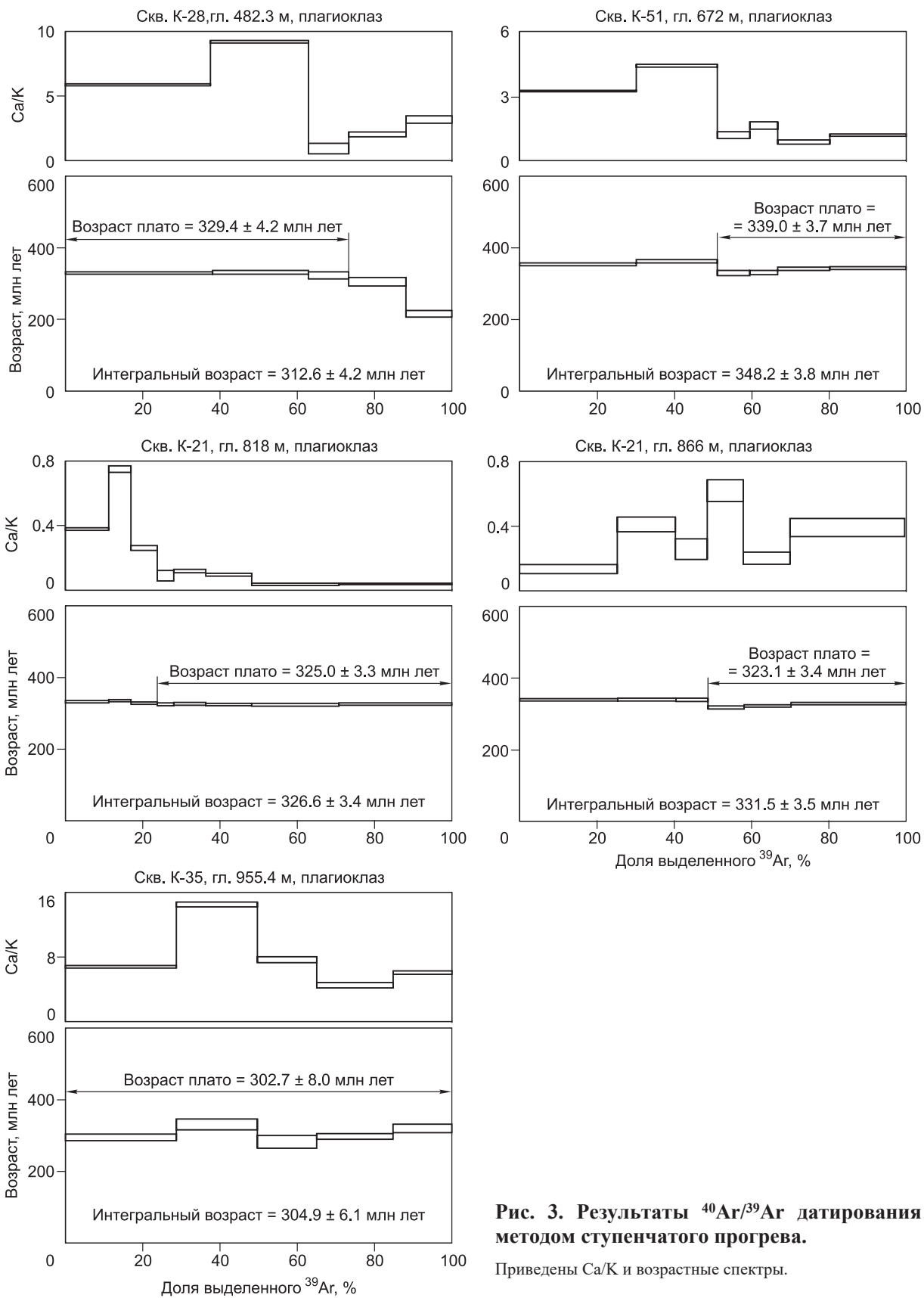
661.6—653.3 м — два потока зелено-серых трахиандезитов, разделенных прослоем туфов. Угол слоистости с осью зерна 45°.

653.3—639.0 м — псефитовые туфы с потоками зелено-серых трахиандезитов с признаками строения, напоминающими лавобрекчию. Угол слоистости с осью зерна 45°.

639.0—633.2 м — трахиандезиты местами с признаками лавобрекчиевого строения с прослоями псефитовых туфов. Встречаются мелкие кварц-кальцитовые миндалины. Угол слоистости с осью зерна 45°.

633.2—608.0 м — псаммитопсефитовые туфы, тефроиды кристаллолитокластические с редкими прослоями трахиандезитов с миндалинами. Обломки представлены трахиандезитами, трахитами, фельзитами, игнимбритами, вулканическим оплавленным кварцем, плагиоклазами. Угол слоистости с осью зерна 45°.

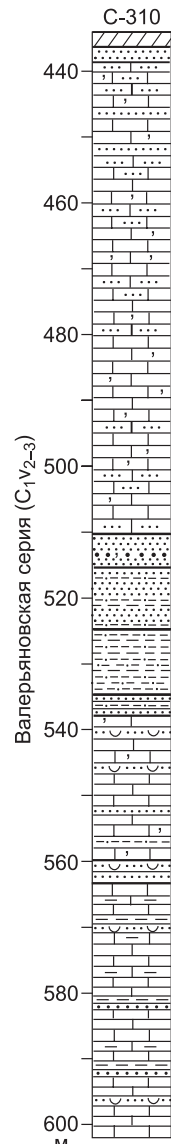
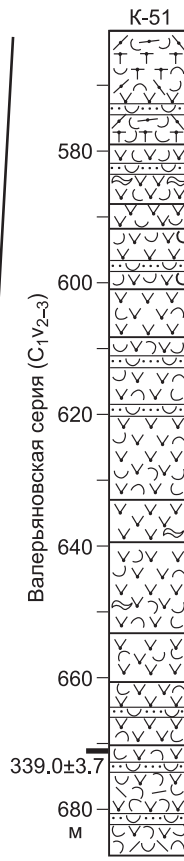
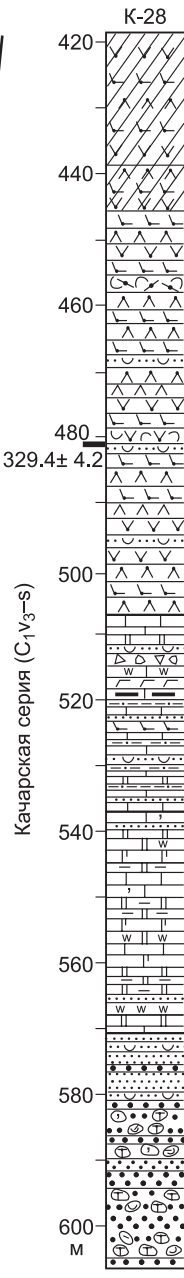
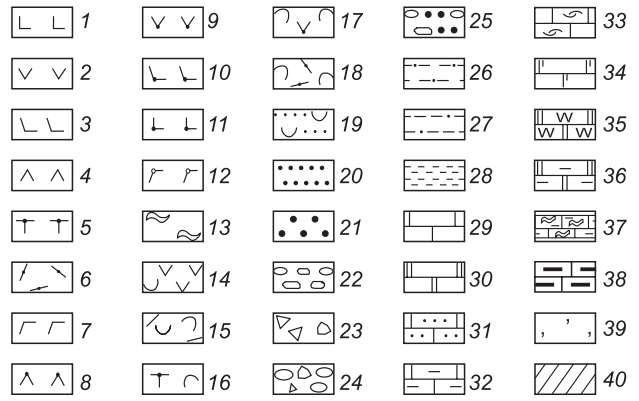
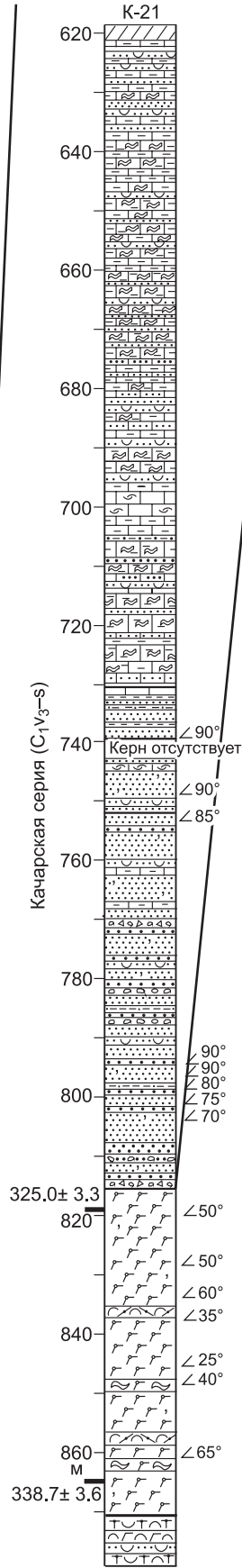
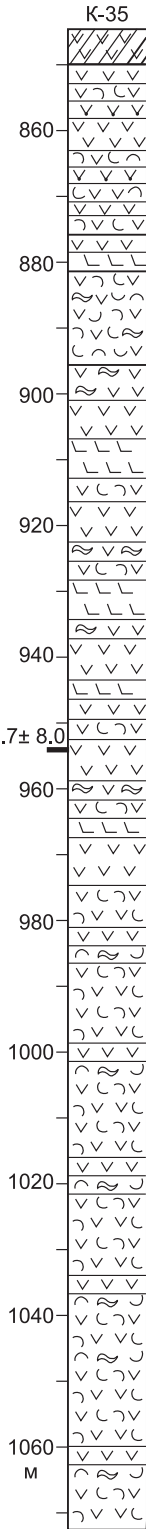
608.0—601.5 м — зелено-серые трахиандезиты мелкопорфирные с одним прослоем (менее 0.5 м) псефитовых туфов. Вкрапленники плагиоклаза частично сосюритизированы и карбонатизированы. Наблюдаются мелкие хлорит-эпидотовые миндалины. Угол слоистости с осью зерна 45°.



**Рис. 3. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования методом ступенчатого прогрева.**

Приведены Са/К и возрастные спектры.

Средний карбон



**Рис. 4. Ar-Ar возраст (млн лет) вулканитов и корреляция наиболее представительных разрезов скважин.**

1 — базальты, долериты; 2 — андезиты; 3 — андезибазальты; 4 — дациты; 5 — трахиты; 6 — трахириолиты; 7 — риодациты; 8 — трахидациты; 9 — трахиандезиты; 10 — трахиандезибазальты; 11 — трахибазальты; 12 — пантеллериты; 13 — лавобрекчии; 14—18 — туфы: 14 — андезитового состава, 15 — риолитов, 16 — трахитов, 17 — трахиандезитов, 18 — трахириолитов; 19 — туффиты, тефроиды разного состава; 20 — песчаники; 21 — гравелиты; 22 — конгломераты; 23 — брекчии; 24 — конгломератобрекчии; 25 — конгломератогравелиты; 26 — алевролиты; 27 — алевроаргиллиты; 28 — аргиллиты; 29 — известняки; 30 — доломиты; 31—33 — известняки: 31 — песчаные, 32 — глинистые, 33 — с раковинным детритом; 34—36 — доломиты: 34 — известковые, 35 — кремнистые, 36 — глинистые; 37 — седиментационно нарушенные известняки (оползневые, олистостромовые отложения); 38 — углеродсодержащие глинистые известняки; 39 — примесь глауконита; 40 — кора выветривания по породам различного состава.

601.5—592.3 м — переслаивание (мощность прослоев доли — первые метры) псаммитопсефитовых кристаллолитокластических туфов, тефроидов и трахиандезитов. Угол слоистости с осью зерна 5—10°.

592.3—588.8 м — зелено-серые трахиандезиты лавобрекчиевые с мелкими хлоритовыми миндалинами, с прослоями туфов. Структура порфировая, во вкрапленниках плагиоклаз, редко хлоритизированный пироксен. Основная масса пилотакситовая, микротрахитовая. Угол слоистости с осью зерна 85°.

588.8—579.2 м — псаммитопсефитовые туфы, тефроиды трахиандезитов розовато-серые кристаллолитокластические с редкими потоками мощностью менее 1 м лавобрекчиевых трахиандезитов с кальцитовыми, хлоритовыми миндалинами. В составе туфов преобладают литокласты трахитов, трахиандезитов, порфиритов, в меньших количествах встречаются кварц, полевые шпаты, биотит. Отдельные обломки биотита частично замещены глауконитом. Угол слоистости с осью зерна 5—15°.

579.2—562.0 м — туфы, тефроиды трахириолитов, трахитов с двумя прослоями (менее 1 м) трахидацитов, трахитов. Туфы кристаллолитокластические, литокластические псефитовые, псефитопсаммитовые. Угловатые, реже полуокатанные несортированные обломки представлены трахитами, трахириолитами, фельзитами, редко трахиандезитами, плагиоклазами, кварцем, биотитом. Местами развит сгустково-поровый карбонатный гидрохимический цемент. В некоторых прослоях тефроидов мощностью в первые метры наблюдается тенденция общего укрупнения обломков снизу вверх. Отдельные вулканокласты частично замещены глауконитом. Угол слоистости с осью зерна составляет 5—15°.

Разрез скв. К-28 имеет следующее строение (снизу вверх).

606.8—571.4 м — внизу пестроцветные (вишневые, серо-зеленые) конгломераты, гравелиты, конгломератогравелиты, постепенно переходящие вверх в лититовые вулканокластические разнозернистые песчаники, тефроиды, туффиты с прослоями гравелитов. Встречаются единичные тонкие прослои доломитов. Слоичатость линзовидная, прерывистая. Обломки, представленные фельзитами, туфами риолитов, трахитами, реже кварцем, плагиоклазами, калишпатами, обладают различной окатанностью — от оскольчатых до окатанных зерен. Отдельные вулканокласты замещены глауконитом.

571.4—537.9 м — серые, темно-серые известковые, кремнистые, глинистые доломиты, известняки с примесью (до 30 %) оскольчатых и полуокатанных псаммитовых обломков фельзитов, плагиоклазов, трахитов, кварца с редкими прослоями вулканомиктовых песчаников, туфопесчаников и силицитов. В песчаниках развит карбонатный цемент. В силицитах наблюдаются радиолярии плохой сохранности. Встречаются редкие зерна глауконита. Широко развиты текстуры крупномасштабного оползания, седиментационного брекчирования и будинажа (палеосейсмиты).

537.9—507.6 м — переслаивание пестроокрашенных (розовых, серых, белых, зеленых) тонкообломочных известняков, доломитов, карбонатных оползневых брекчий, алевролитов, алевритовых аргиллитов, градиционно-слоичатых вулканомиктовых песчаников, тефроидов, туфов, маломощных потоков риодацитов, трахиандезибазальтов. Встречаются редкие прослои гиалокластитов и черных углеродистых карбонатно-глинистых и кремнисто-карбонатных пород. Глауконит развивается по вулканокластам и частично замещается агрегатами хлорита. В разной степени хлоритизированные вулканиты обладали стекловатым обликом и афировой, пилотакситовой, микролитовой структурой.

507.6—419.0 м — переслаивающиеся маломощные потоки трахиандезитов, трахидацитов, трахиандезибазальтов, редко дацитов с более редкими прослоями туфов и тефроидов щелочного состава. Эффузивы неравномерно раскристаллизованные, афировые, в отдельных потоках содержат миндалины. Они обладают преимущественно пилотакситовой, местами микролитовой структурой. Редкие вкрапленники представлены плагиоклазом, кварцем, калиевым полевым шпатом.

Разрез скв. К-21 снизу вверх.

879.0—870.4 м — туфы трахитов, щелочных риодацитов с более редкими прослоями тефроидов со слабо заметными признаками переотложения тефры. Угол слоистости с осью зерна составляет около 80°.

870.4—814.8 м — порфиры (по химическим анализам пантеллериты) с единичными прослоями щелочных туфов, встречаются прослои лавобрекчий. Наблюдаются признаки флюиальности, местами мелкошаровая отдельность. В отдельных миндалинах встречается глауконит. Порфиновые выделения размером до 6 мм представлены олигоклазом и калиевым полевым шпатом. Структура основной массы микролитовая, микросферолитовая, перлитовая. В пустотах наблюдаются мелкочешуйчатые агрегаты глауконита. Местами появляются прослои, полосы девитрифицированной афировой породы, фиксирующие, по-видимому, кровлю потоков. Ориентируясь на этот признак, мощность потоков можно оценить в 9—12 м. В верхней части эффузивной толщи наблюдаются признаки подводного выветривания. Угол флюиальности с осью зерна изменяется от 30 до 60°.

814.8—752.3 м — красноцветные полевошпат-лититовые песчаники с редкими зелеными пятнами и полосами оглеения с прослоями гравелитов, гравелитоконгломератов, тефроидов и более редких глинистых известняков и алевроаргиллитов. Среди полуокатанных и неокатанных обломков в терригенных породах распространены трахиты, риолиты, плагиоклаз, порфириты, более редки порфиры, туфы, красные аргиллиты, андезиты, кварц. Содержание кварца увеличивается вверх по разрезу с одновременным снижением количества обломков трахитов. Известковые обломки встречаются лишь в редких прослоях, они имеют более крупный размер и представлены фрагментами криноидей, брахиопод, полуокатанными обломками пелитоморфных известняков. В песчаниках постоянно присутствует глауконит, развивающийся по вулканокластике. Цемент в нижней части глинистый монтмориллонитсодержащий, в верхней части толщи его состав сменяется на карбонатный. Для песчаников характерна параллельная, градационная, косая слоистость, наблюдаются текстурные последовательности А. Боума, указывающие на широкую распространенность турбидитов. Угол слоистости с осью зерна составляет 75—90°.

752.3—730.7 м — преобладают светло-серые, серые, реже коричнево-серые мелкозернистые хорошо сортированные песчаники кварц-полевошпат-лититовые, вулканомиктовые, реже (в нижней части толщи) встречаются тефроиды. Среди полуокатанных, неокатанных обломков преобладают литокласты трахитов, фельзитов. Широко распространены, но редко достигают преобладания обломки фауны (кораллы, криноидеи, брахиоподы, мшанки и др.), часто они имеют гравийный размер. Более редки в указанном интервале маломощные прослои биокалькаренитов, брахиоподовых ракушнякав, аргиллитов и алевролитов. Изредка встречаются пластинчатые интракласты аргиллитов и углефицированный растительный детрит. Цемент известковый, реже гидрослюдистый. Часто встречаются зерна глауконита, отмечается развитие сингенетичного пирита и халькопирита. Сульфиды нередко развиваются по растительному детриту. Для песчаников характерно массивное строение, реже развивается неясно выраженная параллельная слоистость. Угол слоистости с осью зерна 90°.

730.7—618.0 м — сингенетичные известняковые брекчии с признаками оползания, представляющие чередование в разрезе скважины светло-серых, серых, темно-серых (до черных) пелитоморфных известняков, калькаренитов (с примесью обломков трахитов, плагиоклазов, кварца), известково-глинистых пород с многочисленными, но маломощными (1—30 см) прослоями серо-зеленых градационно-слоистых тефроидов, вулканомиктовых турбидитов с обломками известняков. Глинистость и количество вышеуказанных преимущественно силикокластических прослоев нарастает вверх по разрезу толщи. При этом светлоокрашенные известняки, содержащие фрагменты крупномерной фауны, часто слагают обломки, соизмеримые и превышающие диаметр зерна. Глинистые темноокрашенные пелитоморфные известняки встречаются в виде матрикса брекчий либо в виде самостоятельных крупных прослоев (отложения фоновой седиментации). Они содержат непереотложенные тонкостенные мелкие раковины, а также прослои известково-глинистых пород с хлопьевидной структурой (структура взмучивания) и тонкие конденсированные прослои с мелко раковиной фауной.

Однозначное установление обломков известняков псефитовой размерности позволяет предполагать существование и более крупных уплощенных фрагментов светлоокрашенных слоев (олистоцитов?), часто ошибочно принимаемых в керне за синхронные глинистым известнякам «прослои». В таких фрагментах, по устному сообщению В.Г. Хромых (ИНГГ СО РАН), найдена девонская фауна табулят, строматопороидей и брахиопод.

Для крупных (около 1 м) глыб (олистоцитов?) «чистых» известняков характерны секущие диагенетические сегрегации тонкокристаллического кальцита, не выходящие за пределы «прослоя». Текстуры известково-глинистого матрикса отражают признаки постседиментационного пластического течения еще не литифицированного или слаболитифицированного осадка. Местами отмечаются локальные мелкомасштабные плейчатые подводно-оползневые текстуры.

Маломощные прослои (2—15 см), имеющие силикокластический и смешанный известково-силикокластический состав, как уже отмечалось выше, резко отличаются от вмещающих их отложений зеленой, зелено-серой окраской и ярко проявленной градационной слоистостью. Особенности состава и строения позволяют выделить среди них как минимум два генетических типа. Так, градационные прослои, сложенные оскольчатыми вулканогенными обломками, принадлежащими определенному типу



магмы (кислой или средней) без примеси карбонатных обломков, отнесены к тефроидам. Эти прослои соответствуют эпизодам разовых выпадений вулканических пеплов с незначительной дифференциацией (по крупности) тефры в столбе морской воды. Градационные прослои со смешанным составом обломков (фрагменты фауны, известняковые литокласты, вулканокластика разного состава) с различной окатанностью обломков, с участием илового карбонатно-глинистого материала в верхних частях градационных ритмов отнесены к типичным турбидитам, порожденным турбидными потоками, в которых происходит смешение различных компонентов первичных осадков. В прослоях турбидитов встречаются вертикальные «следы бегства» диаметром 1—2 мм. Фоновая бассейновая седиментация представлена черными тонкими известково-глинистыми сульфидсодержащими илами, резко отличающимися по содержанию  $S_{орг.}$  как от прослоев турбидитов, так и от оползших глыб известняков. Угол слоистости с осью зерна  $90^\circ$ .

Разрез скв. К-35 снизу вверх.

1072.4—974.0 м — андезитовые туфы зеленовато-серые литокластические спекшиеся псаммитовые, псаммитопсефитовые с маломощными потоками порфирированных андезитов, лавобрекчий.

974.0—895.9 м — андезибазальты, андезиты, лавобрекчий андезитов темно-зелено-серые с вкрапленностью пирита с крупными порфирированными выделениями плагиоклазов, с микроинтерсертальной и трахитовой структурами основной массы, с прослоями светло-зеленых спекшихся андезитовых литокластических псефитопсаммитовых несортированных туфов.

895.9—881.2 м — светло-зеленовато-серые андезитовые спекшиеся туфы литокластические несортированные силтитопсаммитопсефитовые карбонатизированные, эпидотизированные с редкими маломощными потоками андезитовых лавобрекчий. Угол слоистости с осью зерна  $35^\circ$ .

881.2—876.3 м — андезиты, андезибазальты темно-зеленые с хлоритизированной стекловатой (?) основной массой с редкими порфирированными выделениями плагиоклазов. Угол слоистости с осью зерна  $35^\circ$ .

876.3—844.4 м — переслаивание андезитов, трахиандезитов и кристаллолитокластических андезитовых спекшихся туфов карбонатизированных, хлоритизированных. Угол слоистости с осью зерна  $30^\circ$ .

Отложения башкирского яруса в исследуемом районе вскрываются скважинами Нд-5 и Нд-6 (см. рис. 2). Согласно [Пумпянский, 1988], разрез скв. Нд-5 в нижней части (1035—718 м, угол слоистости с осью зерна  $40—60^\circ$ ) представлен переслаивающимися вулканомиктовыми песчаниками (преобладают), алевролитами, биокалькаренидами с фауной фораминифер, кораллов и брахиопод. Комплекс фораминифер отвечает башкирскому ярусу. В средней части разреза (718—430 м) развиты андезитовые, андезибазальтовые порфириты, лавобрекчий. Завершает палеозойский разрез скважины толща (430—291 м) переслаивающихся базальтовых порфиритов и туфов основного и среднего составов. Нижняя часть разреза представлена морскими отложениями, средняя и верхняя — прибрежно-морскими и субаэральными.

Отложения московского яруса имеют отчетливый молассовый характер. Они вскрыты скважинами К-15 и К-12, расположенными вблизи западной границы карты (см. рис. 2). Разрез скв. К-15 (553.0—490.5 м), согласно [Пумпянский, 1988], представлен переслаивающимися конгломератами (гальки — известняки, порфириты), красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами. В обломках известняков из конгломератов на уровне 491 и 541.8 м определены фораминиферы визейского возраста. Разрез скв. К-15 по составу отложений близок разрезу скв. К-12, изученному авторами, но последний в отличие от скв. К-15 содержит меньшее количество слоев конгломератов.

## ПЕТРОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ

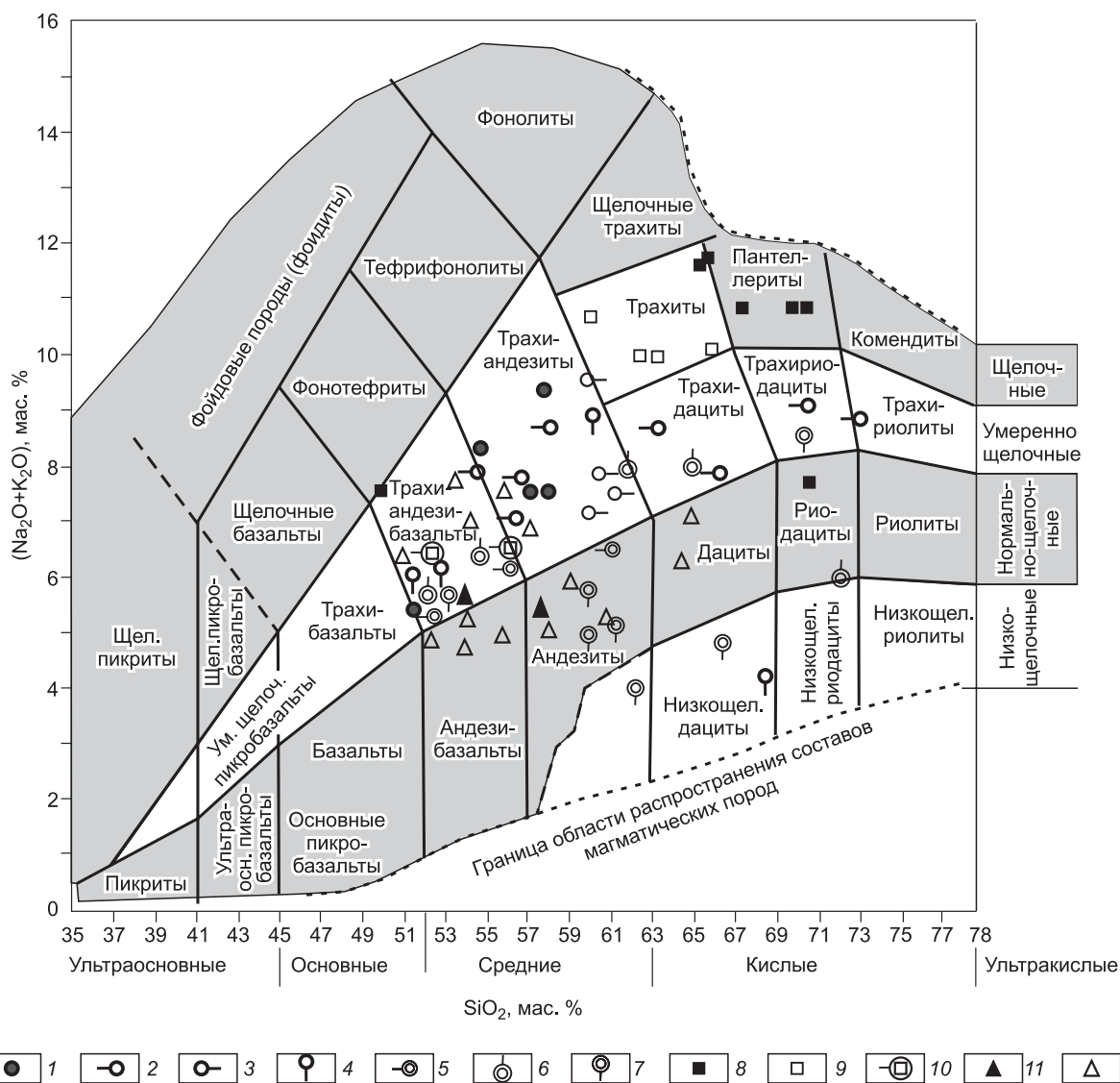
Аналитические данные по каменноугольным вулканитам представлены ограниченным количеством оригинальных анализов (таблица), поэтому привлекались также опубликованные частные анализы и средние данные [Смирнов, 1975; Криночкин, 1982; Железородные формации..., 1987; Пумпянский, 1988, 1990; Тевелев и др., 2005]. Результаты проведенного датирования вулканитов и корреляции скважин позволяют выделить и отдельно рассмотреть три возрастных уровня, соотносенных с валерьяновской, качарской сериями (свитами) и толщей среднего карбона.

Вулканиты валерьяновской серии ( $C_1v_{2-3}$ ) представлены в основном трахиандезитами и более редкими трахиандезибазальтами, трахидацитами, трахириодацитами (см. таблицу, рис. 5). Согласно [Петрографический кодекс..., 2009], вулканиты этого уровня относятся к умеренно щелочным (субщелочным) магматическим породам с калиево-натровым типом щелочности. Используемые средние данные по вулканитам валерьяновской серии [Пумпянский, 1988] указывают как на калиево-натриевый, так и на натриевый тип. Нанесение на диаграмму TAS анализов из отдельных литературных источников [Пумпянский, 1988; и др.] показало, что породы, определенные в них как базальты, попадают в поля андезитовидов субщелочного типа. В работе [Тевелев и др., 2005] на обобщенном петрохимическом материале по вулканитам валерьяновской серии с использованием диаграммы TAS показано, как и по на-

Химический состав вулканитов скв. ВК-28, ВК-38, ВК-21, ВК-51, ВК-35

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Трахиандезит-базальт	Риодацит	Трахибазальт	Пантеллерит					Трахиандезит				Андезит	Андезит-базальт
	К-28-12	К-28-23	К-38-18	К-21-293	К-21-293	К-21-296	К-21-2	К-21-2	К-51-26	К-51-34	К-51-60	К-51-71	К-35-35	К-35-35а
SiO <sub>2</sub> , мас. %	46.94	66.41	49.98	62.15	65.44	63.89	68.34	68.07	55.99	54.9	55.15	52.19	56.75	52.81
TiO <sub>2</sub>	1.02	0.46	1.579	0.27	0.372	0.36	0.31	0.416	0.982	1.003	1.047	1.017	1.073	1.007
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.33	10.86	17.72	13.31	14.3	15.02	13.4	14.98	18.45	16.76	15.59	18.48	17.18	18.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	7.56	4.6	—	3.13	—	3.69	3.55	—	—	—	—	—	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	6.62	—	2.94	—	—	3.21	4.13	4.51	5.11	5.04	5.8	6.36
FeO	—	—	3.88	—	0.84	—	—	0.35	3.42	3.67	3.69	3.64	3.27	3.28
MnO	0.08	0.05	0.15	0.07	0.054	0.04	0.03	0.025	0.096	0.124	0.122	0.139	0.124	0.136
MgO	7.89	0.86	5.276	0.43	0.33	0.38	0.33	0.225	3.912	5.116	4.757	4.955	3.234	4.038
CaO	2.49	1.71	6.727	3.25	2.651	2.42	1.16	1.214	1.779	1.964	2.937	2.002	5.626	6.404
Na <sub>2</sub> O	2.88	0.64	3.35	2.35	2.79	2.78	2.35	2.85	5.01	5.08	5.16	4.82	4.39	4.37
K <sub>2</sub> O	4.49	6.74	1.868	9.02	7.319	8.51	8.26	7.397	3.096	2.112	1.916	3.322	0.812	0.765
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.37	0.14	0.543	0.07	0.083	0.09	0.08	0.101	0.267	0.382	0.258	0.243	0.228	0.203
П.п.п.	7.81	7.26	3.08	4.6	3.2	2.37	1.69	1.6	3.07	4.39	4.32	4.24	1.73	2.25
Сумма	98.9	99.77	100.77	98.68	101.32	99.6	99.53	100.44	100.2	100.01	100.06	100.09	100.22	100.34
CO <sub>2</sub>	1.27	1.06	0.17	3.19	2.05	2.12	0.85	0.65	0.18	0.86	1.31	0.85	0.11	0.11
Sc, г/т	21	20	27.78	8	12.35	8.7	8.9	13.11	24.8	18.75	24.2	24.65	32.58	30.97
V	183	160	274.29	43	73.48	50	62	85.04	244.95	194.49	233.63	53.51	257.12	253.41
Cr	65	61	—	8	—	22	8.8	—	—	—	—	—	—	—
Co	31	30	32.92	2.4	3.3	3.9	5	2.76	19.34	25.89	19.31	26.1	20.7	24.26
Ni	45	42	62.18	6.2	—	8.4	1.22	—	15.27	42.48	8.35	32.13	10.89	7.57
Zn	97	109	112.8	17.2	7.53	31	24	8.02	108.86	116.04	102.07	103.19	39.02	35.82
Rb	70	72	41.69	94	103.32	110	102	106.06	75.74	34.9	29.97	57.55	8.24	9.13
Sr	515	437	579.9	40	38.05	48	35	30.94	401.8	141.2	202.4	246.88	426.3	470.2
Y	22	21	31.27	18.1	18.6	20	16.7	17.4	19.98	27.7	29.03	16.54	27.43	26.62
Zr	119	119	172.85	113	148.63	136	146	138.97	103.29	154.23	94.28	65.38	22	21.92
Nb	25	23	12.39	4.5	5.38	5.3	5.8	4.92	5.46	14.03	3.92	2.74	2.3	1.89
Mo	1.06	1.23	0.83	0.31	0.64	0.59	1.05	0.89	0.81	0.53	0.78	0.74	0.76	0.45
Ba	586	540	615.9	636	593.34	505	639	752.5	556.8	404	498.5	573.36	134.4	149.5
La	19.2	16.9	29.41	21	20.25	20	15	22.79	15	54.45	28.76	12.44	10.76	6.52
Ce	39	36	62.99	39	39.59	38	30	43.25	32.76	97.85	53.08	28.8	24.03	14.82
Pr	5.3	4.9	7.52	4.7	4.34	4.5	3.9	4.59	3.97	9.38	5.25	3.47	2.75	1.81
Nd	22	21	36.7	17.4	15.66	16.8	15.1	17.68	19.05	42.59	26.61	14.75	15.14	11.05
Sm	4.6	4.3	7.51	3.2	3.19	3.2	2.9	3.38	4.19	6.95	5.79	3.46	4.04	3.28
Eu	1.51	1.38	2.1	0.79	0.86	0.82	0.65	1.05	1.11	1.81	1.71	1.02	1.1	1
Gd	4.4	3.9	6.36	2.7	3.26	2.9	2.5	2.91	3.79	5.82	7.03	3.98	4.29	4.23
Tb	0.65	0.58	1.25	0.45	0.48	0.49	0.38	0.48	0.69	1.09	1.09	0.65	0.83	0.83
Dy	3.7	3.5	5.46	2.8	2.76	3	2.4	2.58	3.5	4.59	5.41	3.51	4.58	4.43
Ho	0.74	0.68	1.21	0.57	0.67	0.61	0.49	0.66	0.75	0.87	0.98	0.65	1.07	0.96
Er	2.2	1.98	3.14	1.65	1.82	1.76	1.6	1.68	1.56	2.21	2.8	1.52	2.92	2.66
Tm	0.33	0.3	0.5	0.26	0.29	0.29	0.27	0.28	0.31	0.29	0.36	0.23	0.44	0.44
Yb	2.2	1.9	2.78	1.78	1.93	1.95	1.89	1.97	1.77	1.75	2.27	1.29	2.45	2.78
Lu	0.32	0.29	0.47	0.26	0.29	0.29	0.29	0.29	0.31	0.29	0.36	0.19	0.38	0.42
Hf	3	2.8	3.62	3.1	3.78	3.6	4.1	3.51	2.26	2.78	2.25	2.13	0.89	0.76
Ta	1.58	0.76	0.46	0.28	0.71	0.33	1.57	0.64	0.22	0.36	0.18	0.14	0.14	0.11
Th	2.4	2.3	3.13	5.1	1.37	5.8	4.9	1.68	2.58	4.96	2.54	0.79	1.06	0.9
U	0.72	0.59	1.22	1.07	0.9	1.78	2.2	1.39	0.92	1.33	1.07	0.66	0.36	0.3

Примечание. Анализы 1, 2, 4, 6, 7 выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН рентгенофлуоресцентным (аналитик Н.М. Глухова) и ИСП-МС (аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский) методами. Анализы 3, 5, 8—14 выполнены в ИГХ СО РАН (г. Иркутск).



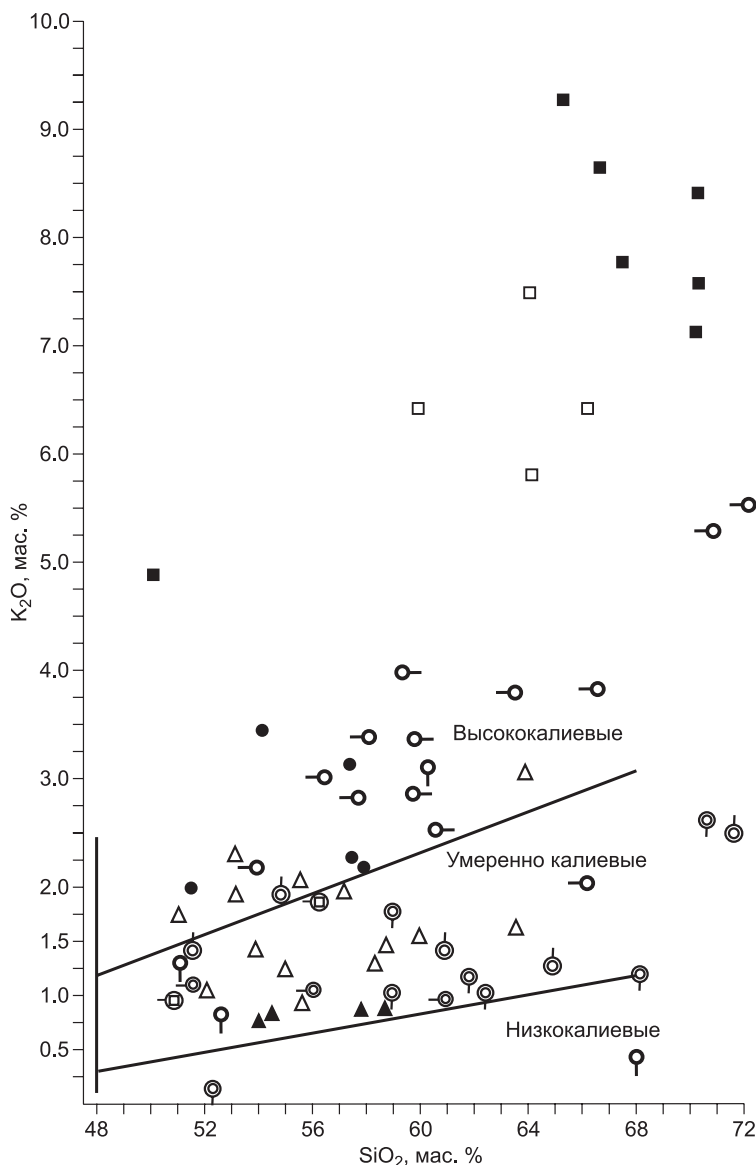
**Рис. 5. Диаграмма TAS для каменноугольных вулканитов из разрезов скважин юго-запада ЗСГ (Курганская область).**

1—7 — валерьяновская серия: 1—4 — частные анализы: 1 — авторов статьи, 2 — [Пумпянский, 1990], 3 — [Смирнов, 1975], 4 — [Криночкин, 1982], 5—7 — средние составы: 5 — [Пумпянский, 1988], 6 — [Железородные формации..., 1987], 7 — [Криночкин, 1982]; 8—10 — качарская серия: 8 — частные анализы авторов статьи, 9 — частные анализы [Пумпянский, 1990], 10 — средние составы [Пумпянский, 1988]; 11, 12 — среднекаменноугольные вулканиты, частные анализы: 11 — авторов статьи, 12 — [Пумпянский, 1988].

шим материалам, преобладание субщелочных андезитовидов (трахиандезитобазальтов, трахиандезитов) при незначительной распространенности базальтов. Не исключено, что отмечаемая в отдельных работах повышенная (и даже преобладающая) распространенность базальтов связана с разными подходами при петрохимическом и петрографическом классифицировании вулканитов.

По абсолютному содержанию  $K_2O$  (рис. 6) вулканические породы валерьяновской серии в изученных скважинах соответствуют главным образом высококалиевым породам (средние составы [Криночкин, 1982; Железородные формации..., 1987; Пумпянский, 1988] отвечают умеренно калиевым породам). Ранее в пределах Тюменско-Кустанайского прогиба было установлено увеличение с запада на восток калиевости в вулканитах как базальтового, так и среднего, и кислого составов [Полтавец, 2009].

Своеобразный состав имеют каменноугольные вулканиты Борковского профиля, расположенного на севере Валерьяновской зоны к востоку от г. Тюмень [Криночкин, 1982]. По возрасту они сопоставляются с валерьяновской серией и также относятся к андезитоидам и более кремнекислым породам, но, в



**Рис. 6. Диаграмма  $K_2O-SiO_2$  для каменноугольных вулканитов из разрезов скважин юго-запада ЗСГ (Курганская область).**

Усл. обозн. см. на рис. 5.

отличие от других выборок, половина анализов попадает на диаграмме TAS в поле нормально- и даже низкощелочных пород.

Медианные содержания в наиболее распространенных трахиандезитах валерьяновской серии, по нашим данным, составляют (мас. %):  $Al_2O_3 = 17.4$ ,  $TiO_2 = 1.0$ ,  $MgO = 4.8$ , что близко к содержаниям, установленным для вулканитов этой серии в работе [Тевелев и др., 2005].

В составе вулканитов качарской серии, по данным [Тевелев и др., 2005], как и валерьяновской серии, преобладают по петрохимическим данным андезитоида (трахиандезибазальты, трахиандезиты), не отличающиеся от вышеописанных пород. В нашей выборке андезитоида представлены одним анализом. На диаграмму TAS (см. рис. 5) вынесены также средние составы преобладающих пород этой серии, по [Пумпянский, 1988]. В скважине К-21 вскрыты кислые вулканиты, соответствующие по  $^{40}Ar/^{39}Ar$  датировкам (см. рис. 3, 4) качарской серии. Они представлены пантеллеритами, трахитами (см. таблицу, рис. 5), относящимися к щелочным и умеренно щелочным (субщелочным) породам с калиево-натриевым типом щелочности.

Абсолютные содержания  $K_2O$  (до 9 мас. %) в изученных разрезах соответствуют высококалиевым породам, в то время как согласно материалам, приведенным в [Пумпянский, 1988], тип щелочности калиево-натриевый и натриевый, а средние содержания  $K_2O$  отвечают умеренным значениям.

Медианные содержания других оксидов в вулканитах качарской серии составляют (мас. %):  $Al_2O_3$  в пантеллеритах 14.3 и в трахитах 15.25,  $TiO_2 = 0.36$  и 0.5,  $MgO = 0.33$  и 0.7 соответственно.

Среднекаменноугольные вулканиты представлены в изученной скв. К-35, привлечены также анализы скважин Нд-5, Нд-6 [Пумпянский, 1988]. В отличие от вышерассмотренных раннекаменноугольных комплексов, среднекаменноугольные вулканиты представлены главным образом породами нормальной щелочности: андезибазальтами, андезитами, реже дацитами. Они относятся преимущественно к известково-щелочной серии (рис. 5, 7). Лишь в выборке анализов А.М. Пумпянского появляется несколько анализов трахиандезибазальтов и трахиандезитов, относящихся к умеренно щелочным магматическим породам (см. рис. 5). Характерен натриевый и калиево-натриевый тип щелочности. Преобладающая часть проб этого уровня относится к умеренно калиевым вулканитам и только незначительная часть — к высококалиевым (см. рис. 6).

Медианные содержания составляют в среднекаменноугольных вулканитах (мас. %):  $Al_2O_3$  в андезибазальтах 18.7, в андезитах 17.5,  $TiO_2$  в андезибазальтах 1.01, в андезитах 0.79,  $MgO$  в андезибазальтах 4.9, в андезитах 5.8.

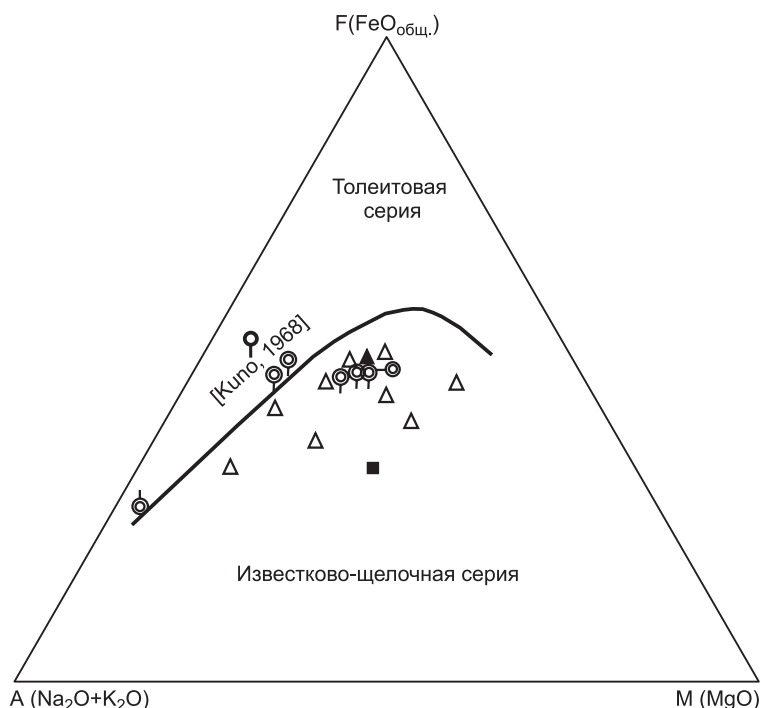
Таким образом, имеющиеся совокупные петрохимические материалы (ссылки на использованные литературные источники приведены в подписи к рис. 5) свидетельствуют о широком распространении

**Рис. 7.** АFM-диаграмма для каменноугольных вулканических пород юго-запада ЗСГ (Курганская область).

Усл. обозн. см. на рис. 5.

на севере Тюменско-Кустанайского прогиба в составе нижнекаменноугольных вулканических комплексов умеренно щелочных (субщелочных) андезитов, реже более кремнекислых пород. Они характеризуются повышенной глиноземистостью и сравнительно низким содержанием титана.

Вулканиды среднего карбона по петрохимическим данным также не содержат пород собственно базальтового состава, но, в отличие от нижнекаменноугольных, они имеют тенденцию к снижению значений общей щелочности (см. рис. 5). Менее распространенные в общем разрезе нормально-щелочные вулканиды принадлежат к известково-щелочной серии (см. рис. 7). Согласно [Петрографический кодекс..., 2009], вулканиды валерьяновской серии относятся (с учетом литературных данных) к породам К-Na типа щелочности, качарской серии — к К-Na, К, а среднего карбона — к Na, К-Na типам. Для преобладающих андезитовидов валерьяновской, качарской серий и среднего карбона типичны (с учетом литературных данных) содержания  $Al_2O_3$  и  $MgO$ , близкие уровню их в андезитоидах известково-щелочных серий из обстановок деструктивных границ плит [Магматические..., 1987], в то время как содержания  $TiO_2$  (0.7—1 мас. %) несколько превышают этот уровень (0.7 мас. %).



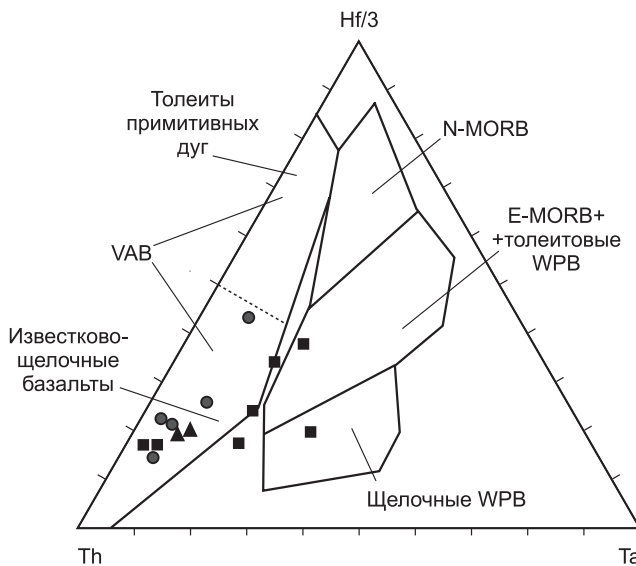
## ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ

Для сравнительной геохимической характеристики вулканидов использовались анализы, приведенные в таблице, и литературные материалы по различным вулканическим областям.

Прежде чем перейти к обсуждению химического состава вулканидов, заметим, что они могли подвергаться вторичным изменениям. Одно из них — преобразование состава пород в результате взаимодействия с поровой водой и растворами гидротермальных систем. В этих процессах такие элементы, как К, Li, Rb, Sr, Ba, Th, подвижны и могут существенно перераспределяться [Коссовская, 1984; Hart, Staudigel, 1989]. Судя по вмещающим осадочным породам, преобразования, связанные с общим погружением отложений (включая эффузивы), не выходят за границы катагенеза.

**Валерьяновская серия.** Содержания крупноионных литофильных подвижных элементов (Sr, Rb, Ba) в андезитоидах валерьяновской серии несколько ниже, чем в аналогичных породах островных дуг (ОД) и активных континентальных окраин (АКО) андского типа, и достаточно близки к таковым в породах внутриконтинентальных областей горячих точек и рифтов [Магматические..., 1987]. Наибольшее сходство наши породы имеют с андезитоидами Курило-Камчатской зоны [Леонова, 1979]. По содержанию высокозарядных некогерентных элементов (Ti, Nb, Ta, Th, Hf) исследованные вулканиды достаточно хорошо соответствуют андезитам Камчатки и Курило-Камчатской островной дуги [Леонова, 1979]. Следует отметить, что в сравнении с соответствующими породами континентальных рифтов, к которым некоторые исследователи относят вулканиды валерьяновской серии (см. ниже), последние содержат на порядок меньше Nb, Ta, Th, Hf. Концентрации совместимых элементов, таких как Ni, Co, V, в андезитоидах валерьяновской серии также близки к аналогичным породам ОД и Курило-Камчатской области.

**Качарская серия.** Геохимические характеристики андезита этой серии полностью соответствуют таковым валерьяновской серии. В пантеллеритах наблюдаются некоторые отличия в содержаниях легкоподвижных элементов (Sr, Rb, Ba) от аналогичных вулканидов ОД и АКО и риодацитов Камчатки, причем как в сторону превышения, так и наоборот. Содержания других исследованных элементов в пантеллеритах достаточно удовлетворительно соответствуют содержаниям в риодацитах Камчатки. Следует отметить, что содержания высокозарядных и совместимых элементов в пантеллеритах качар-



**Рис. 8. Диаграмма Th—Hf—Ta [Wood, 1980] для вулканических пород.**

N-MORB — нормальные базальты срединно-океанических хребтов, E-MORB — базальты срединно-океанических хребтов, обогащенные некогерентными элементами, WPB — внутриплитные базальты, VAB — базальты вулканических дуг. Усл. обозн. см. на рис. 5.

Th и Hf ниже, чем в андезиитоидах валерьяновской и качарской серий, а Co и V близки к содержаниям в подобных породах вышеуказанных серий.

Среднекаменноугольные вулканисты.

В среднекаменноугольных известково-щелочных андезиитоидах содержания крупноионных элементов как выше, так и ниже, чем в аналогах качарской и валерьяновской серий. Концентрации Nb и Ta практически близки концентрациям его в андезиитоидах валерьяновской и несколько ниже, чем в андезите качарской серии. Содержания Zr,

Th и Hf ниже, чем в андезиитоидах валерьяновской и качарской серий, а Co и V близки к содержаниям в подобных породах вышеуказанных серий. Одним из надежных критериев определения отнесения вулканистов к той или другой геодинамической обстановке является Ba/Ta отношение, которое в островодужных и окраинно-континентальных обстановках составляет более 450 [Магматические..., 1987]. Во всех изученных породах валерьяновской, качарской серий и вулканистах среднего карбона оно составляет от 710 до > 4000, что позволяет достаточно уверенно отнести данные породы к продуктам островодужного магматизма. В андезитах Курило-Камчатской зоны оно составляет 500 [Леонова, 1979].

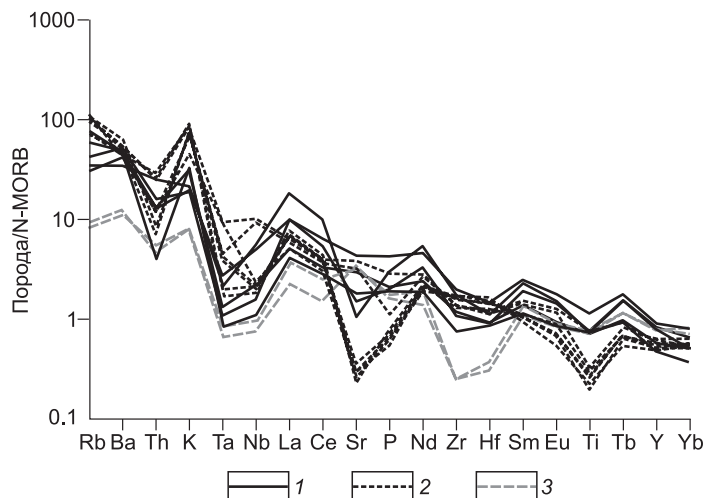
Еще одним критерием отнесения пород к островодужной серии служат отношения Ba/La, La/Nb и La/Th в андезитах, которые составляют > 15, > 4 и < 7 соответственно [Магматические..., 1987]. Эти отношения, определенные в каменноугольных вулканистах изученной площади, удовлетворительно укладываются в данный ряд (Ba/La = 3—30, La/Nb около 4). Исключение составляет отношение La/Th = 4—11, что несколько выше, чем в андезитах ОД и АКО.

На известной диаграмме Th—Hf—Ta [Wood, 1980] (рис. 8) вулканисты валерьяновской серии и среднего карбона достаточно компактно концентрируются в поле островодужных известково-щелочных базальтов, в то время как вулканисты качарской серии характеризуются более широким разбросом точек составов (часть их располагается в поле островодужных обстановок, другая — находится вблизи границы этого поля, а отдельные точки попадают в поле внутриплитных вулканистов). На диаграммах для кремнекислых пород Rb/Zr—Nb, Fe—Nb [Macdonald et al., 1992], а также Rb—(Y + Nb) [Pearse et al., 1984] (не приведены) пантеллериты скв. К-21 попадают в поля составов зрелых ОД и АКО.

На рис. 9 приведена общая спайдер-диаграмма вулканистов из изученных разрезов. Необходимо отметить в целом довольно близкий характер кривых для пород различного состава и возраста (за исключением среднекаменноугольных вулканистов, имеющих слабый Sr-максимум). Сравнение с подобными графиками распределения несовместимых элементов в островодужных вулканистах Курило-Камчатской зоны [Волынец и др., 1990; Фролова, Бурикова, 1997; Федоров, 2006] указывает на существование определенных черт сходства. К ним относятся общий «пиковый» тип графиков,

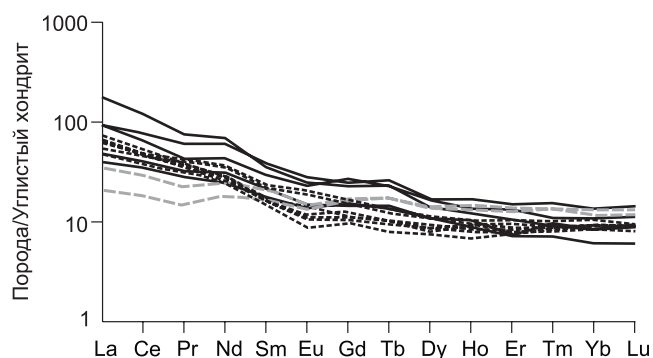
**Рис. 9. Мультикомпонентная диаграмма для каменноугольных вулканических пород скв. ВК-21, ВК-28, ВК-51, ВК-35, ВК-38.**

Содержания элементов нормированы по N-MORB [Tarney et al., 1981]. 1 — валерьяновская серия, 2 — качарская серия, 3 — средний карбон.



**Рис. 10. Спектры распределения редкоземельных элементов в вулканитах каменноугольного возраста скв. ВК-21, ВК-28, ВК-51, ВК-35, ВК-38.**

Содержания элементов нормированы по углестому хондриту. Усл. обозн. см. на рис. 9.



свойственный островодужным вулканитам, отчетливо выраженные минимумы по Nb, Ta и Th, менее устойчивые по Ti, Zr, а также наличие максимумов по K, Rb, Ba, La и Ce.

Отличительной особенностью изученных вулканитов Тюменско-Кустанайского прогиба являются невысокие абсолютные содержания Sr и появление на графиках для отдельных типов пород (за исключением среднекаменноугольных вулканитов) его минимумов, что в целом не характерно для островодужных вулканитов. Отсутствие Sr-максимумов наблюдается и для графиков распределения несовместимых элементов для качарской и валерьяновской серий в работе [Тевелев и др., 2005]. Исчезновение Sr-максимума отмечается и для некоторых вулканитов сложнопостроенных вулканических поясов (вулканиты Срединного Камчатского хребта [Вольнец и др., 1990]).

Графики распределения РЗЭ для вулканитов валерьяновской и качарской серий близки между собой и имеют наклонный характер (рис. 10). Отношение La/Yb в андезитоидах валерьяновской серии изменяется от 8.5 до 31, в пантеллеритах качарской серии от 8 до 12, в трахиандезибазальте 9, что свойственно вулканитам ОД [Фролова, Бурикова, 1997]. В среднекаменноугольных андезитах характер кривых становится более плоским (La/Yb = 2—4). Eu-минимум для кремнекислых вулканитов из исследованных скважин практически отсутствует, что типично для кислых магматитов субдукционных обстановок, в отличие от коллизионных и внутриплитных обстановок [Великославинский, 2003].

Таким образом, по рассмотренным выше многочисленным геохимическим критериям изученные вулканиты в целом наиболее близки к комплексам островных дуг и активных континентальных окраин. Вместе с тем существуют отдельные признаки, противоречащие этому выводу (отсутствие Sr-максимума, повышенная общая щелочность) и требующие своей интерпретации.

### ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Используя имеющийся седиментологический материал на сравнительно ограниченной площади (см. рис. 2, 4), а также известные данные по смежным территориям [Железорудные формации..., 1987; Елкин и др., 2003; Мизенс и др., 2011], можно в самых общих чертах реконструировать обстановки седиментации, существовавшие в ранне-, среднекаменноугольном бассейне на севере Тюменско-Кустанайского прогиба.

Возникновение обширного морского бассейна, захватывающего всю территорию Тюменско-Кустанайского прогиба и частично пограничных с ним структур, произошло благодаря морской трансгрессии, начавшейся еще в фаменское время. Участки островной суши существовали только на западе Зауральского поднятия и в пределах Тобольско-Убаганского поднятия (см. рис. 1).

В турнейское и ранневизейское время сохранялись относительно глубоководные обстановки с небольшими изменениями глубин в течение указанного времени. Преобладала карбонатная и тонкотерригенная седиментация с незначительным по масштабам проявлением вулканизма. Необходимо отметить появление в это время углеродсодержащих глинистых, песчано-глинистых и кремнисто-глинистых осадков. Мощность подобных отложений могла достигать более 1000 м.

В раннем турне на территории Тобольско-Убаганского поднятия отмечается некоторое обмеление бассейна с появлением лагунных фаций с сульфатами [Мизенс и др., 2011]. В позднем турне накопление обломочных карбонатных пород здесь связано с преобладанием шельфовой штормовой седиментации.

В конце раннего визе у западных границ Тургайского прогиба произошло обмеление морского бассейна, обусловившее накопление преобладающих терригенных отложений. В это время в пределах Валерьяновской зоны появляются вулканические постройки, образующие островную гряду. Вулканы поставляли значительное количество тефры, перемывавшейся и накапливавшейся в однообразных осадках.

В среднем визе проявился максимум морской трансгрессии, которая захватила все пространство Тюменско-Кустанайского прогиба. Начиная со среднего визе и по башкирский век включительно в пределах Валерьяновской зоны проявлялась интенсивная вулканическая деятельность в обстановках меле-

ющего морского бассейна. В моменты ослабления ее либо одновременно с ней, но обособляясь латерально, развиваются как вблизи действующих вулканов, так и на потухших вулканических постройках приостровные прибрежные рифы, поставляющие обильный обломочный карбонатный материал.

Как известно, вулканические дуги служили маргинальными барьерами в палеозойском океане также и на западе Северной Америки, способствуя возникновению карбонатных платформ в обстановках континентальных окраин [Whalen, 1995].

Деструкция вулканических островных построек способствовала накоплению толщ грауваккового состава. Максимум вулканической деятельности приходится на вторую половину среднего визе, с ней связано подводное излияние лав среднего состава. Островные вулканы способствовали накоплению мощных толщ туфов и тефроидов.

Валерьяновская серия ( $C_1v_{2-3}$ ) на изученной территории представлена разрезами скважин С-310 и К-51. Накопление терригенно-карбонатных отложений скв. С-310 происходило в обстановке морского бассейна с преобладающей карбонатной седиментацией. Рассматриваемые отложения формировались в обстановках внешнего шлейфа рифовой системы на шельфе вулканических островов. В нижней части вскрытой толщи продолжительное поступление карбонатного обломочного материала связано с существованием приостровного рифа или более обширной карбонатной платформы, что привело к накоплению на фоне углубляющегося бассейна мощной толщи обломочных карбонатных осадков. Мелкие прослойки вулканических градационно-слоистых песчаников и тефроидов отвечают эпизодам интенсивных пеплопадов и сходов турбидитных потоков. Максимум углубления бассейна связан с появлением в разрезе кремнисто-глинисто-алевритопесчаной толщи в средней части разреза (см. рис. 4). Осадки верхней части терригенного разреза скважины свидетельствуют о начавшемся обмелении бассейна.

Вулканогенная часть валерьяновской серии представлена разрезом скв. К-51. Формирование вулканических отложений скважины происходило в субаэральных обстановках (вулканический остров?) и только в верхней части разреза с появлением в туфах глауконита и карбонатного седиментационного цемента можно предполагать появление прибрежно-морских и мелководных морских обстановок.

Менее значительное влияние в это время оказывали вулканические процессы на осадконакопление на территории Боровской зоны и прилегающей с востока территории Тобольско-Убаганского поднятия, где достоверно установленные отложения визейского возраста представлены чередованием как морских, главным образом карбонатных отложений, так и красноцветными терригенными породами континентального (островного?) генезиса [Мизенс и др., 2011]. Это же в большей степени относится и к Александровско-Денисовской зоне, где средневизейско-серпуховские отложения представлены в основном терригенно-карбонатными породами, лишь вблизи Тобольского разлома широко развиты андезиты и их туфы.

В середине поздневизейского времени в Валерьяновской зоне произошло очередное углубление бассейна. На фоне снижения подводной вулканической деятельности начинают преобладать процессы карбонатной пелагической седиментации. В конце поздневизейского времени в связи с начавшимся очередным обмелением бассейна появились вулканические острова.

В Боровской зоне и на прилегающей части Тобольско-Убаганского поднятия в конце визейского века началось обмеление раннекаменноугольного моря, что нашло выражение в появлении среди карбонатных отложений прослоев оолитовых известняков и более редких ангидритов. Вулканизм на этой территории и в это время проявляется лишь в виде примеси тонкой тефры в осадках и маломощных подводных лавовых покровов андезитов.

Принято считать, что при переходе от валерьяновской серии к качарской в целом начинается постепенная смена морского режима осадконакопления на субаэральный [Железорудные формации..., 1987; и др.]. Качарская серия ( $C_1v_3-s$ ) на изученной территории представлена разрезами скважин К-28 и К-21, строение которых отклоняется от приведенной выше общей закономерности. Отложения скв. К-28 формировались еще в обстановке морского бассейна. В нижней части разреза залегает толща прибрежных глауконитсодержащих конгломератогравелитов и песчаников, возникшая за счет переотложения кремнекислой тефры и размыва островной вулканической постройки. Позднее на фоне углубления морского бассейна происходили подводные излияния лав и накопление сравнительно глубоководных кремнисто-карбонатных, карбонатно-глинистых отложений с периодическим появлением в составе осадков пирокластического материала. В верхней части разреза в связи с усилением вулканических процессов накопилась толща, сложенная подводными потоками щелочных вулканитов.

Характеризуя обстановку осадконакопления разреза скв. К-21, необходимо отметить резкое преобладание вулканических процессов на ранней стадии его формирования, что свидетельствует о близости крупной вулканической постройки. Позднее накопилась толща сравнительно мелководных морских вулканокластических осадков, свидетельствующая о размыве этой постройки. При дальнейшем углублении бассейна сформировалась толща сравнительно глубоководных глинисто-известковых осадков, содержащая маломощные прослои силикокластических турбидитов и горизонты пеплопадов. Присут-



ствии в разрезе карбонатных отложений типа олистостромов, оползневых брекчий, слоев турбидитов, горизонтов пеплопадов, взмученных, переотложенных глинисто-карбонатных илов свидетельствует о неспокойной тектонической обстановке во время накопления этих осадков. На дне бассейна в определенных его частях существовал, по-видимому, расчлененный, возможно, эрозионный рельеф, способствующий накоплению эдафогенных отложений с фрагментами карбонатных слоев, судя по фауне, более древнего возраста, чем вмещающие илы. Таким образом, согласно приведенным разрезам, на севере Тюменско-Кустанайского прогиба в кабарское время еще сохранялись морские обстановки.

В серпуховском веке продолжалась регрессия моря. В Валерьяновской зоне в первой его половине происходит ослабление вулканической деятельности. Резко преобладают осадки карбонатного и туффового состава. Во второй половине серпуховского времени вулканическая деятельность в Валерьяновской зоне вновь усиливается, далеко распространяясь на восток. Излияния лав представлены главным образом андезитоидами. В конце серпуховского времени морской бассейн испытал обмеление, местами до появления субаэральных обстановок.

В Боровской зоне и прилегающих к ней с востока территориях в начале серпуховского века существовали сравнительно глубоководные условия с отложением тонкообломочных карбонатных пород. Вверх по разрезу увеличивается объем терригенных мелкообломочных пород с примесью растительного детрита.

В среднем карбоне в башкирском веке на территории Тюменско-Кустанайского прогиба продолжалась общая регрессия моря. В субаэральных обстановках происходило накопление красноцветных терригенных (моласса) и вулканогенных отложений. Во второй половине башкирского века в Валерьяновской зоне и в прилегающей к ней части Боровской зоны возобновляется вулканическая деятельность. Широко распространены трещинные излияния базальтов и андезитовых порфиритов. Венчается общий разрез красноцветными песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов, а также эффузивов андезитового состава. С вулканитами Валерьяновской зоны связан комагматичный им соколовско-сарбайский гипабиссальный комплекс габбро-диорит-гранодиоритового состава, имеющий в целом раннесреднекарбонный возраст. В течение среднего и позднего карбона возникшие горные сооружения разрушались. Молассовые красноцветные отложения заполняли локальные межгорные впадины.

Среднекарбонные отложения на изученной территории представлены разрезами скважин К-35 и у ее границ — Нд-5, Нд-6, К-15, К-12. Разрез скв. К-35 сложен субаэральными потоками андезитов и их туфов, разрезы скв. Нд-5, Нд-6 и К-15, К-12 — молассоидными отложениями.

## ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Критериями для реконструкции геодинамических палеоструктур могут являться седиментологические, фациальные, палеогеографические особенности осадочных комплексов, а также сериальный состав разновозрастных вулканических образований, присущие им индикаторные геохимические параметры.

Тюменско-Кустанайский прогиб располагается в области сочленения герцинид Урала, каледонид Казахстана и разновозрастных складчатых сооружений основания ЗСГ. Поэтому реконструкция геодинамических обстановок формирования каменноугольных осадочно-вулканогенных комплексов Курганского Зауралья неотделима от смежных обнаженных территорий Южного Урала и Казахстана. Эта проблема затронута во многих работах и имеет несколько вариантов решения. Кратко остановимся на главных из них, начиная с периода успешного применения мобилистских представлений к трактовке геологической истории Урала.

Первая достаточно полная модель возникновения Палеоуральского океана и его эволюции отражена в работах [Пейве и др., 1977; Зоненшайн и др., 1984, 1990; Зоненшайн, 1984]. Зарождение его связывается с континентальным рифтингом в конце кембрия—начале ордовика. Раскрытие Уральского палеоокеана произошло в процессе отодвижения в раннем ордовике Мугоджарского микроконтинента от Восточной Европы [Зоненшайн и др., 1984] (позднее В.Е. Хаин [2001] стал рассматривать его как окраинное море Палеоазиатского океана). Раннесреднекаменноугольный Валерьяновский вулканический пояс, отделяющий каледонские сооружения Казахстана от герцинских структур Урала, возник, согласно взглядам Л.П. Зоненшайна [1984], на заключительном этапе существования Уральского палеоокеана на активной окраине Казахстанского континента. Возникновению пояса предшествовало прекращение субдукции в западном направлении в пределах Магнитогорской островной вулканической дуги в результате блокирования ее Мугоджарским микроконтинентом. Валерьяновская вулканическая дуга имела уже восточное падение зоны Беньюффа под Казахстанский континент. Вулканы, представленные андезитами, андезибазальтами, дацитами, отнесены были к известково-щелочной серии. С ними связаны габбро- и гранодиориты соколовско-сарбайского комплекса. Валерьяновский пояс сопоставлен, согласно этим представлениям, с окраинно-континентальным вулканоплутоническим поясом, формирующимся на активной континентальной окраине Казахстана. Расположенная к западу от пояса Александровско-Денисовская зона рассматривается как область субдукционного меланжа перед фронтом Вале-

рьяновского пояса. К концу среднего карбона реликтовая океаническая кора была полностью субдуцирована и началось столкновение Мугоджарского континента и спаянной с ним Магнитогорской дуги с Казахстанским континентом. По мнению Н.Л. Добрецова [2003], Валерьяновская вулканическая дуга и реликты океанического бассейна просуществовали до ранней перми.

Таким образом, Валерьяновский пояс вышеуказанными исследователями и во многих других работах рассматривается в пределах активной окраины Казахстанского континента [Пейве и др., 1977; Пучков, 1993; Егоров, Чистяков, 2003; Тевелев и др., 2005; Коробкин, Буслов, 2011].

В трактовке А.В. Тевелева с соавторами [2005] формирование каменноугольных вулканогенных комплексов Магнитогорской и Восточно-Уральской зон происходило с омоложением времени начала вулканической деятельности с запада на восток в пределах активной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента. Ими отмечается сочетание известково-щелочного, бимодального субщелочного вулканизма и щелочных серий. Излияния эффузивов нередко связываются с раскрытием присдвиговых структур типа *pull-apart*. Эту область они сопоставляют с АКО калифорнийского типа. Вулканиды непосредственно Валерьяновской зоны этими исследователями рассматриваются уже в пределах активной окраины Казахстанского континента и сопоставлены с андийским типом континентальной окраины. Между этими областями они не исключают существование фрагментов коры океанического типа.

В.Н. Пучковым формирование Валерьяновского пояса также рассматривается в целом с эволюцией активной окраины Казахстанского континента, где были возможны обстановки япономорского типа на раннем этапе и АКО андийского типа на позднем [Пучков, 1993], но, в отличие от многих других авторов, им предполагается падение зоны субдукции в западном направлении под Восточно-Уральский микроконтинент [Пучков, 2003]. Западное падение зоны палеосубдукции в каменноугольное время предполагается и в работах [Иванов, 1998; Мизенс, 2002].

В более ранней коллективной обобщающей работе [Иванов и др., 1986] на геотектоническую природу Валерьяновской зоны и Тюменско-Кустанайского прогиба в целом предложены два варианта решения этой проблемы. Представления А.М. Дымкина и Ю.А. Полтавца [Иванов и др., 1986] сводятся к тому, что магматизм Валерьяновской подзоны сопоставляется с магматизмом тыловых зон внутренних островных дуг и вулканических хребтов окраинных морей. Вторая точка зрения принадлежит С.Н. Иванову с соавторами [1985, 1986]. Формирование Валерьяновского вулканического пояса ими связывается с растяжением земной коры на границе складчатых структур Урала и каледонид Казахстана в визейском веке с проявлением рифтогенеза молодых эпикаледонских платформ и образованием рифтогенной структуры типа авлакогена. При этом магматиты Валерьяновского вулканического пояса сопоставляются с производными континентальных толеитовых магм повышенной щелочности, относящихся к базальт-андезитовой ассоциации платформенных авлакогенов, возникающих в условиях рифтогенеза. Предполагается, что магматизм Валерьяновского вулканического пояса предшествовал триасовому трапповому магматизму Зауралья и Сибирской платформы и, по их мнению, имеет много общих черт [Пумпянский и др., 1984; Иванов и др., 1985; Контарь и др., 1998]. Эта точка зрения развивается и в более поздних публикациях [Самаркин, Самаркина, 2002, 2007]. Рифтогенез и средневизейско-серпуховский вулканизм Валерьяновского пояса связывается Г.И. Самаркиным с соавторами с подъемом мантийного диапира, который мог являться частью Сибирского суперплюма, выделяемого в Западной и Восточной Сибири [Добрецов, 1997]. Существование этого мантийного диапира на рассматриваемой территории, по мнению вышеуказанных авторов, продолжалось от фамена до триаса включительно, т. е. в течение около 150 млн лет, что находится в противоречии с оценкой Н.Л. Добрецовым кратковременной деятельности Сибирского суперплюма. Наши исследования, проведенные на границе Урала и ЗСГ (бассейн р. Северная Сосьва), где в разрезах глубоких скважин  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом датированы вулканиды как каменноугольного, так и триасового возраста, показали существенные геохимические различия триасовых траппов и более древних каменноугольных вулканидов островодужного типа [Батурина и др., 2005].

По данным других исследователей, вулканическая деятельность в карбоне на Южном Урале связана с коллизионными процессами и проявилась лишь в небольших грабенах в структурах типа щелевых рифтовых зон [Салихов, Яркова, 1992].

В.В. Бочкарев и Р.Г. Язева [2000, 2001] рассматривают особый (смешанный) вариант палеогеодинамики в карбоне. По их представлениям, южно-уральский сегмент каменноугольного окраинно-континентального пояса андийского типа был расположен над очень пологой сейсмофокальной палеозоной, погружающейся на восток под Казахстанский континент. Тыловой зоной являлся Тургайский прогиб. Условия локального растяжения в зоне субдукции возникали в области излома погружающейся литосферной плиты [Язева и др., 1989]. Проводятся аналогии с западным побережьем Южной Америки и Курильской дугой. По этим данным, Валерьяновская зона отвечает реликтам прибрежного прогиба, а орогенным поясам андийского типа — вулканоплутонические ассоциации Убаганской зоны. Специфику каменноугольного магматизма Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев [2000, 2001] объясняют приращением

зрелой девонской островной дуги к Казахстанскому континенту и сменой островодужного режима на окраинно-континентальный. Рифтогенный вулканизм, по их мнению, соответствовал умеренно- и высококалиевым разностям траппов. Щелочность их определяется глубиной генерации, зависящей от мощности литосферы.

По И.Б. Серавкину [1997], в Центрально-Магнитогорской зоне комплексы коллизионной стадии представлены трахириолит-базальтовой формацией березовской ( $C_1t_2-C_1v_3$ ) и кизильской ( $C_1v_{2-3}$ ) свит, а в восточных зонах — андезит-базальт-андезитовой формацией ( $C_1$ ). Породы последней формации по петрохимическим и геохимическим соотношениям близки к сериям окраинно-континентальных поясов андийского типа. Отступление от классических плейт-тектонических представлений в его интерпретации геологической истории Южного Урала сводится к предположению об образовании островодужных комплексов внутри сравнительно узких рифтогенных структур [Серавкин и др., 1992].

Наиболее хорошо аргументированным, на наш взгляд, вариантом представлений является сопоставление Валерьяновской зоны с окраинно-континентальными вулканоплутоническими поясами андийского типа с падением зоны субдукции под Казахстанский палеоконтинент. Полученные новые фактические данные в большей степени отвечают именно этой точке зрения.

### ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Из серии разрезов колонковых скважин в юго-западной части ЗСГ (север Тюменско-Кустанайского прогиба) отобраны скважины, в которых  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом установлен каменноугольный возраст вулканитов. На основе детального седиментологического, петрологического и геохимического изучения разрезов реконструированы палеогеографические и палеогеодинамические обстановки формирования каменноугольных отложений. Характерные седиментологические признаки карбонатных, терригенных и вулканогенно-осадочных отложений свидетельствуют о преобладании морских обстановок седиментации с изменяющимися во времени глубинами отдельных частей бассейна. Максимальные глубины за всю историю существования бассейна характерны для визейского века на территории Валерьяновской зоны. Островная вулканическая дуга служила барьером, благодаря которому в изолированных от открытого океанического пространства участках происходило формирование карбонатных платформ и приостровных рифов. Их деструкция привела к появлению шлейфов обломочного материала, сформировавших в итоге мощные толщи обломочных карбонатных пород. Обломочный силикокластический материал в качестве примеси в карбонатных осадках, а также в виде самостоятельных слоев возникал за счет отложения и перемыва тефры различного состава и разрушения островных вулканических построек. Среди эффузивов преобладали подводные потоки. Описанные в отдельных работах континентальные обстановки на территории Тюменско-Кустанайского прогиба в раннем карбоне, по-видимому, скорее свидетельствуют о разрастании или появлении новых островных вулканических построек с субэральными обстановками формирования отложений, и только начиная со среднекаменноугольного времени в результате общей регрессии моря появились крупные участки суши, принадлежащие Казахстанскому палеоконтиненту.

Для отложений качарской серии в описанных разрезах скважин (северная часть Тюменско-Кустанайского прогиба) устанавливаются сравнительно глубоководные обстановки формирования со сложным рельефом дна бассейна, со сползанием с поднятий крупных глыб известняков (олистолитов), содержащих более древнюю фауну по сравнению с вмещающими илами.

Геохимические индикаторные характеристики вулканитов — содержания высокозарядных некогерентных элементов Ti, Nb, Ta, Th, Hf — достаточно хорошо соответствуют их содержаниям в андезитоидах островных дуг, активных континентальных окраин андийского типа и в современных андезитах Курило-Камчатской зоны и на порядок меньше, чем в подобных вулканитах континентальных рифтов, к которым некоторые исследователи относят вулканиты Валерьяновской зоны. Содержания Ni, Co, V тоже близки к содержаниям их в андезитах островных дуг и, в частности, Курило-Камчатской области. Отношения Ba/Ta и Ba/La, а также соотношения Th, Hf и Ta на диаграмме Д. Вуда для андезитоидов валерьяновской и качарской серий тоже отвечают индикаторным характеристикам вулканитов островных дуг и активных континентальных окраин. Кремнекислые породы качарской серии по соотношениям Rb/Zr—Nb, Fe—Nb, Rb—(Y + Nb) близки к подобным породам зрелых островных дуг и активных континентальных окраин. Графики распределения несовместимых элементов и графики распределения РЗЭ вулканитов валерьяновской и качарской серий типичны для вулканитов островных дуг и, в частности, для вулканитов Курило-Камчатской зоны. Индикаторные геохимические особенности состава вулканитов и их петрология, а также седиментационные обстановки формирования ранне- и среднекаменноугольных отложений свидетельствуют в целом о принадлежности изученного вулканогенно-осадочного комплекса к активной континентальной окраине андийского типа (западная окраина Казахстанского палеоконтинента).

## ЛИТЕРАТУРА

**Батурина Т.П., Сараев С.В., Травин А.В.** Каменноугольные и пермотриасовые вулканиты в зоне сочленения Урала и Западной Сибири // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (5), с. 504—516.

**Бочкарев В.В., Язева Р.Г.** Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2000, 256 с.

**Бочкарев В.В., Язева Р.Г.** Коллизия островной дуги и континента — индикаторные магматические формации варисцид Урала // Геотектоника, 2001, № 1, с. 73—83.

**Великославинский С.Д.** Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология, 2003, т. 11, № 4, с. 363—380.

**Вольнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н.** Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике // Геология и геофизика, 1990 (5), с. 3—13.

**Добрецов Н.Л.** Пермско-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // ДАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.

**Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.

**Егоров А.С., Чистяков Д.Н.** Структура консолидированного фундамента Западно-Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 101—119.

**Елкин Е.А., Клец А.Г., Изох Н.Г., Бахарев Н.К., Обут О.Т., Родина О.А.** Палеогеографические обстановки на территории Западно-Сибирской геосинеклизы в позднем девоне и на рубеже раннего и среднего карбона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания (Иркутск, 20—23 октября 2003 г.) Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2003, с. 97—100.

**Железорудные формации** Зауралья (северная часть Тургайского прогиба) / Под ред. Л.Н. Овчинникова, А.М. Дымкина. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1987, 232 с.

**Зоненшайн Л.П.** Тектоника внутриконтинентальных складчатых областей // 27-й Международный геологический конгресс. Тектоника. Т. 7. М., Наука, 1984, с. 48—59.

**Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Г., Сорохтин О.Г., Коротеев В.А., Маслов В.А., Зайков В.В., Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л., Матвеев В.В., Хаин В.В., Зайкова Е.В., Кабанова Л.Я.** Строение и развитие южного Урала с точки зрения тектоники литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1984, с. 6—56.

**Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М., Недра, 1990, 328 с.

**Иванов К.С.** Основные черты геологической истории (1.6—0.2 млрд лет) и строение Урала. Екатеринбург, ИГиГ УрО РАН, 1998, 252 с.

**Иванов С.Н., Самаркин Г.И., Пумпянский А.М.** О природе Тюменско-Кустанайского прогиба // Докл. АН СССР, 1985, т. 280, № 1, с. 170—173.

**Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С., Самаркин Г.И., Семенов И.В., Пумпянский А.М., Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Русин А.И., Краснобаев А.А.** Формирование земной коры Урала. М., Наука, 1986, 248 с.

**Ивлев А.И.** Опыт реконструкции рудообразующих процессов Тургайских магнетитовых месторождений. Статья 1. Общие замечания. Положение Главного железорудного пояса Тургая (Валерьяновского синклинория) в области сочленения каледонид Казахстана и варисцид Урала // Уральский геологический журнал, 2005, № 4, с. 125—149.

**Контарь Е.С., Румянцева Н.А., Каретин Ю.С., Шарфман В.С., Пумпянский А.М.** Вулканические формации Урала // Геология и металлогения Урала. Кн. 1. Екатеринбург, Изд-во УГСЭ, 1998, с. 100—117.

**Коробкин В.В., Буслов М.М.** Тектоника и геодинамика западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозойды Казахстана) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 2032—2055.

**Коссовская А.Г.** Современное состояние и проблемы изучения минеральных преобразований пород океанической коры // Минеральные преобразования пород океанической коры. М., Наука, 1984, с. 3—13.

**Криночкин В.Г.** Среднепалеозойские вулканогенно-осадочные формации юго-западных районов Западной Сибири // Этапы тектонического развития нефтегазоносных областей Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1982, с. 33—43. (Тр. ЗАПСИБНИГНИ, вып. 173).

**Леонова Л.Л.** Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки // Геохимия, 1979, № 2, с. 179—197.

- Магматические** горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли / Ред. В.И. Коваленко. М., Наука, 1987, 440 с.
- Малютин Н.Б., Смирнов Е.Н., Дегтева М.Н.** Геологическое строение складчатого фундамента в Среднем Зауралье. М., Недра, 1977, 223 с.
- Мизенс Г.А.** Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне—ранней перми юга Урала. Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2002, 190 с.
- Мизенс Г.А., Кучева Н.А., Степанова Т.И., Мизенс Л.И., Толоконникова З.А., Иванова Р.М., Рыльков С.А.** Стратиграфия и условия образования девонских и каменноугольных отложений Тобол-Убаганского поднятия и Вагай-Ишимской впадины (юго-западная окраина Западной Сибири) // Литосфера, 2011, № 4, с. 20—44.
- Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М., Перфильев А.С., Пучков В.Н.** Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала м-ба 1:1000 000). М., Наука, 1977, 120 с.
- Петрографический кодекс России** / Составители В.В. Жданов, А.Е. Костин, Е.А. Кухаренко, Э.А. Ланда, Л.И. Лукьянова, В.Л. Масайтис, З.Д. Москаленко, Ю.Д. Пушкарев, Л.Н. Шарпенко. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 198 с.
- Пумпянский А.М.** Каменноугольные отложения Тюменско-Кустанайского прогиба // Биостратиграфия и литология верхнего палеозоя Урала. Сборник научных трудов. Свердловск, Изд-во УрО АН СССР, 1988, с. 45—61.
- Пумпянский А.М.** Девонские отложения доюрского фундамента южной части Западно-Сибирской плиты // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Свердловск, Изд-во УрО АН СССР, 1990, с. 49—59.
- Пумпянский А.М., Бирючев С.И., Самаркин Г.И.** Магнетитовые месторождения Глубоченской железорудной зоны // Советская геология, 1984, № 12, с. 45—53.
- Пучков В.Н.** Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника, 1993, № 3, с. 18—33.
- Пучков В.Н.** Уралиды и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 28—39.
- Решения** Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины / Ред. В.И. Краснов. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1999, 80 с.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В.** Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского магасинклинория. Уфа, Изд-во БНЦ УрО РАН, 1992, 138 с.
- Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я.** Сравнительная геологическая и петрохимическая характеристика раннекаменноугольных железозоносных вулканических серий северного и южного сегментов Валерьяновского пояса (Урал) // Уральский геологический журнал, 2002, № 3, с. 3—35.
- Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я.** О связи позднепалеозойских рифтогенных поясов и гранитных батолитов восточного склона Урала с плюм-тектоникой // ДАН, 2007, т. 413, № 4, с. 515—519.
- Сараев С.В., Батурина Т.П., Травин А.В.** Петрология, седиментология и абсолютный возраст осадочно-вулканогенных отложений триаса на юго-западе Западно-Сибирской геосинеклизы (Курганская область) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (8), с. 1107—1128.
- Серавкин И.Б.** Тектономагматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника, 1997, № 1, с. 32—47.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И.** Вулканизм Южного Урала. М., Наука, 1992, 197 с.
- Смирнов Е.П.** Субщелочные вулканические породы в карбоне среднего Зауралья // Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск, Изд-во УНЦ АН СССР, 1975, с. 72—76. (Тр. ИГГ УНЦ АН СССР, вып. 106).
- Сурков В.С., Смирнов Л.В.** Строение и нефтегазоносность фундамента Западно-Сибирской плиты // Отечественная геология, 2003, № 1, с. 10—16.
- Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомиров П.Л., Кошелева И.А., Косарев А.М., Мосейчук В.М., Правикова Н.В., Сурин Т.Н.** Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М., Наука, 2005, с. 213—247 (Тр. ГИН РАН, вып. 561).
- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б.** Термохронология Черноурдской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия, 2009, т. 11, с. 1181—1199.
- Федоров П.И.** Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М., ГЕОС, 2006, 316 с.

**Фролова Т.И., Бурикова И.А.** Магматические формации современных геотектонических обстановок. М., Изд-во Моск. ун-та, 1997, 320 с.

**Хаин В.Е.** Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., Научный мир, 2001, 606 с.

**Язева Р.Г., Пучков В.Н., Бочкарев В.В.** Реликты активной континентальной окраины в структуре Урала // Геотектоника, 1989, № 3, с. 76—85.

**Hart S.R., Staudigel H.** Isotopic characterization and identification of recycled components // Crust/mantle recycling at convergence zones / Eds. S.R. Hart, L. Gulen. Kluwer Academic Publishers, 1989, p. 15—28.

**Kuno H.** Differentiation of basalt magmas // Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. V. 2 / Eds. H.H. Hess, A. Poldervaart. N.Y., Interscience, 1968, p. 623—688.

**Macdonald R., Smith R.L., Thomas J.E.** Chemistry of the subalkalic silicic obsidians. Washington, United States Government Printing Office, 1992, 214 p.

**Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.** Trace element discrimination diagrams for the interpretation of granitic rocks // J. Petrol., 1984, v. 25, № 4, p. 965—983.

**Tarney J., Saunders A.D., Matthey D.P., Wood D.A., Marsh N.G.** Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and western Pacific // Phil. Trans. R. Soc. London, 1981, A300, p. 263—285.

**Whalen M.T.** Bared basins: a model for eastern ocean basin carbonate platform // Geology, 1995, v. 23, № 7, p. 625—628.

**Wood D.A.** The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett., 1980, v. 50, p. 11—30.

*Рекомендована к печати 30 октября 2015 г.  
Н.В. Сенниковым*

*Поступила в редакцию  
2 июля 2015 г.*