



## Тефраламинити в кониас-кампанския Средногорски междудъгов трог

Иван К. Начев<sup>1</sup>, Чавдар И. Начев<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Геологически институт при БАН, 1113 София

<sup>2</sup> Национален музей „Земята и хората“, 1421 София

I. K. Nachev, Ch. I. Nachev. 2006. *Tephralaminites in the Coniacian – Campanian Sredna Gora Intra-Arc Trough*. – *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, 67, 1–3, 112–116.

**Abstract.** The tephralaminites in Coniacian – Campanian have tephra composition, base cut-out rhythms, lamination, cross bedding, convolution, ash-matrix and calcite cement. The tephralaminites have following diagnostic features: the lower contact is erosional, the upper contact is transitional; tephra composition with lithoclastic, crystaloclastic and vitroclastic varieties, ash-matrix and calcite cement; the thickness of layers and rhythms are from few mm to few cm the rhythms are base cut-out –  $T_{b-d}$ ,  $T_{c-d}$  type; the internal structures are fine parallel lamination, fine cross stratification and convolution; flute casts and tool marks are fine; the tephralaminites associated and interbedded with micrite limestones with planktonic foraminifers; single rhythms and packets of beds up to 100 m are observed. The subaquatic volcanoes were source of fine tephra. The formation of tephralaminites is caused by tephra resedimentation and deposition from wake tephратurbidites currents. The sedimentary environments were perivolcanic bottom plane and intervalcanic depressions. The paleogeodynamic environment was the Sredna Gora intra-arc sea (trough), important element of Middle Alpine Island-arc in Bulgaria. The three different sources of sedimentary materials corresponded to three different types of laminites – tephralaminites, intralaminites and extralaminites.

**Key words:** tephратurbidites, tephralaminites, tephra resedimentation, island arc, paleogeodynamics.

Тефраламинитите са изградени от преработена, заоблена, сортирана и реседиментирана тефра на синхронни субаквални вулкани. Те се характеризират с комплекс от турбидитни („флишки“) белези. Съставът им е близък до този на туфи и ефузивни скали. Тефраламинитите асоциират с тефратурбидитите. По същество те са горната ламинирана част на тефратурбидитите или са напълно самостоятелни ламинирани геоложки тела. В настоящата работа се прави опит за системно дискутиране на състава, белезите и генезиса на тефраламинитите.

Тефраламинитите не са били обект на **самостоятелно изследване** и описание. Те са споменати в седиментоложки трудове за типизация на флиша (Начев, 1976) или за тефратурбидитовия флиш в Средногорието (Начев, 1978, 1987; Начев и др., 1981; Начев, Начев, 1986, 2003; Начев, Султанов, 1991). Според механизма на образуване в горечитираните работи са разпознати: (1) тефраolistостроми; (2) тефрафлуксотурбидити; (3) тефратурбидити; (4) тефраламинити; (5) тефра-контурити.

Тефраламинитите са **изградени** от реседиментирана фина тефра на синхронни субаквални вулкани. От тефратурбидитите се различават главно по липсата на долната им част и конк-

ретно липсата на интервала градационна слоистост  $T_a$ . Ритмите им са непълни (подсечени) отдолу. Характеризират се с изключително добро и пълно развитие на останалите („флишки“) текстури ( $T_b$ ,  $T_c$ ,  $T_d$ ).

Тефраламинитите са **разпространени** широко в кониаса, сантона и кампана на Средногорската зона. Към настоящия момент няма налични данни за тефраламинити в Алпите и Карпатите. След разпознаването им в България те бяха установени в байоса от Гагра-Джавската зона в Голям Кавказ, както и в олигоцен на Аджаро–Триалетската зона в Малък Кавказ (Начев и др. 1984).

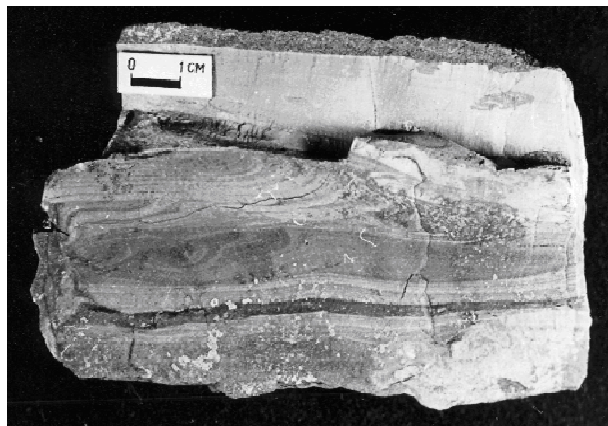
**Долната граница** на тефраламинитите е ясна, рязка и равна, често тя е ерозионна, слабо до силно неравна с йероглифи на долната повърхност. Неравната долна граница е характерна за тефраламинитите, които започват с коса слоистост или конволюция, т.е. с непълни или подсечени отдолу ритми (фиг. 1).

**Горната граница** на тефраламинитите е преходна, предимно ясна, рязка и права. Тя е леко неравна при наличие на коса слоистост, както и при наличие на дебела и добре изразена конволюция. Когато в тефраламинитите има гънки на синсидиментационно подводно свличане и дефор-



Фиг. 1. Тефраламинити с непълни подсечени ритми, ерозионни неравни долни граници в редуване с бели микритни варовици. Разрез Айтос, кампан.

Fig. 1. Tephralaminites with incomplete base cut-out rhythms, erosional lower contact in alternation with white micrite limestones. Section Aitos, Campanian.



Фиг. 2. Тефраламинити с паралелна ламинация, коса слоистост, конволюция и покривка от микритни варовици. Разрез Карнобат, обр. 52 кампан.

Fig. 2. Tephralaminites with parallel lamination, cross stratification, convolution and micrite limestones cover. Section Karnobat, sample 52 Campanian.

мации се наблюдава покриването или запечатването им от слоеве микритни варовици (Фиг. 2).

**Възраст** на описваните тефраламинити е кониаска, сантонска или кампанска. Те са чести или масово развити в кампана, вероятно във връзка с епизодичните или по-слаби тефратурбидитни течения по това време.

**Съставът** на тефраламинитите е тефров и близък до този на вулканските туфи и ефузивни скали. Те са изградени от литокласти на ефузивни скали, цели или натрошени кристали от плагиоклази (андезин, лабрадор), често с полисинтетни срастъци, цели или натрошени кристали от авгит, хиперстен, минерали от групата на амфибола, както и фрагменти от вулканско стъкло. В тях има още оливин, магнетит, биотит, калцит, илит, смектит, хлорит, zeолити, калцит и други минерали. Тефраламинитите при състав близък до базалтите имат тъмен до черен цвят, тези на андезитобазалти и андезити — зеленикав цвят, а тези на трахиандезитите („българитите“ или трахитите) — червеникав, кафяв или белезникав цвят. Матриксът е пепелен с примеси от калцит, хлорит, zeолити, вулканско стъкло, смектит, илит и др. Тефраламинитите като правило не съдържат кварц, което при по-нататъшното им изучаване и натрупването на допълнителни данни може да се окаже диагностичен белег.

Според характера на фрагментите тефраламинитите могат да бъдат поделени на литокластични, кристалоластични и витроластични. **Литокластичните тефраламинити** са изградени от литокласти на конкретни ефузивни скали, като съдържат също малко фрагменти от кристали, вулканско стъкло и др. Матриксът е пепелен от вулканско стъкло, хлорит, zeолити, калцит, смектити и др. **Кристалоластичните тефраламинити** са съставени от цели или натрошени кристали от андезин, лабрадор, авгит, хиперстен, амфиболи, магнетит, хлорит, zeолити и др. Матриксът е пепелен от вулканско стъкло, смектити, хлорит, zeолити, калцит, илит и др. **Витроластичните тефраламинити** се състоят от различни по форма фрагменти на вулканско стъкло с микролити на плагиоклази, малки количества цели или натрошени кристали от плагиоклази, амфиболи, магнетит, палагонит, смектити, хлорит, zeолити, калцит и др. Матриксът е пепелен от вулканско стъкло или вторични минерали - смектити, хлорит, zeолити, калцит и др. При увеличаване количеството на калцита той се превръща в циментен (с примеси от други минерали) и е съответно от контактен, поров или базален тип цимент.

**Химичният състав** на тефраламинитите (табл. 1) е сходен с този на синхронните им ефузивни скали, вулкански туфи и тефратурбидити, като установените вариации са в тесни граници. От друга страна химизмът на тефраламинитите е принципно различен от този на екстра- и интратурбидитите. В сравнение с тефратурбидитите тефраламинитите от своя страна съдържат

Таблица 1  
Химичен състав (тегл. %) на тефраламинити

Table 1  
Chemical composition (wt. %) of the tephralaminites

№ проба	686	763	764	781	782	Е 42	1758	3582	1759	Е 42в	Е 51	Б 120	3587	3577
SiO <sub>2</sub>	51.40	48.65	47.90	49.90	51.73	49.81	49.80	48.60	51.37	52.28	54.18	47.24	50.36	44.12
TiO <sub>2</sub>	0.75	0.60	0.62	0.98	0.86	0.60	0.40	0.84	0.54	0.67	0.36	0.45	0.84	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.70	13.36	12.42	13.89	15.68	15.46	10.78	16.04	13.90	13.92	13.92	14.17	16.41	14.66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.02	2.96		5.52	4.67	7.37	6.39	6.31	5.10	9.23	3.40	4.95	2.94	3.95
FeO	4.04	2.12	5.48	3.99	4.42		2.95	3.21	3.13			3.35	5.18	4.25
MnO	0.10	0.12	0.64	0.23	0.12	0.11	0.16	0.14	0.11	0.16	0.14	0.26	0.21	0.21
MgO	2.85	2.30	2.45	3.50	4.20	3.23	8.65	3.41	5.65	5.72	1.08	4.11	4.48	
CaO	8.00	12.60	12.30	8.31	5.37	12.94	11.51	7.97	7.57	6.53	8.49	11.74	7.28	15.96
Na <sub>2</sub> O	4.84	3.90	2.82	1.74	2.10	0.44	2.46	3.64	1.96	0.64	0.67	1.08	3.24	3.83
K <sub>2</sub> O	1.07	1.72	1.93	1.70	1.95	6.40	1.52	2.17	5.10	7.85	6.45	0.96	2.89	1.32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.22	0.21	0.17	0.17		0.29	0.87	0.39				0.41	0.25
CO <sub>2</sub>	3.64	7.03	7.40	4.40	2.06		0.09	2.52	0.09			4.98	2.24	4.41
S	0.19	0.12	0.26	0.13	0.14	0.01	0.01		0.02	0.04	0.01			
H <sub>2</sub> O+	4.42	3.81		3.96	4.54				3.82				0.68	0.26
H <sub>2</sub> O-	0.56	0.91	1.90	1.60	2.18	0.42	1.17	1.87	0.89	0.48	1.40	0.96	5.55	6.02
Сума	99.85	100.42	96.33	100.02	100.19	96.79	96.18	97.59	99.64	97.52	90.1	94.25	102.71	99.72

686 — Петрич; 763 — Бая; 764 — Бая; 781 — Бъга; 782 — Бъга; Е 42 — Карнобат; сантон, алевритни; 1758 — Карнобат; сантон, алевритни; 3582 — Проход; кониас, алевритни; 1759 — Карнобат; кампан, пепелни; Е 42в — Карнобат; кампан, пепелни; Е 51 — Карнобат; кампан, пепелни; Е 120 — Тагарево; кампан, пепелни; 3587 — Бистрец; сантон, пепелни; 3577 — Проход; кампан, пепелни

по-големи количества CaO, FeO, K<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>. По-вишените съдържания на CaO и CO<sub>2</sub> са обусловени от количеството на калцита в матрикса или калцитовия цимент. Този белег е диагностичен и ги отличава от тефратурбидитите и туфите. Седиментните минерали (калцит, смектити и други вторичните минерали) в тях отразяват съществени различия. Те съдържат от 4 до 22% CaCO<sub>3</sub> (калцит). Той е специфична съставка, която ги различава от туфите и ефузивните скали. Структурата на тефраламинитите е само дребнопсамитна, алевритна и пепелна (пелитна), което е съществена разлика от тефратурбидитите. Те са частично литокластични и предимно кристалокластични и витрокластични скали.

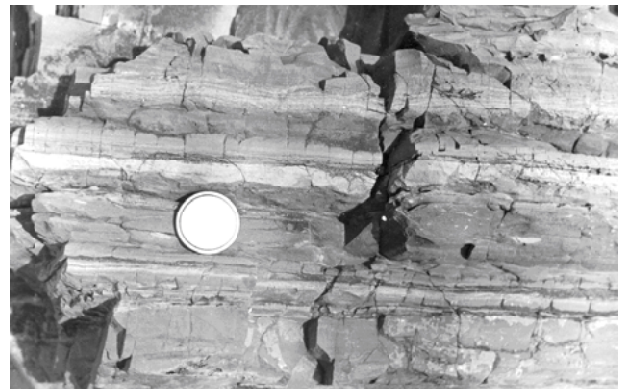
**Дебелините** на тефраламинитите се менят в много тесни граници — от 10 до 50 cm. Често имат сантиметров порядък, като примерно в 10 cm има 10–15 ритъма.

**Ритмите** на тефраламинитите са изключително тънки и подсечени или непълни отдолу. Те са преобладаващо от типа T<sub>в-д</sub>, T<sub>с-д</sub>. Ерозионните или размитите отгоре ритми са сравнително редки и от типа T<sub>б</sub>, T<sub>с</sub>. По изключение ритмите могат да започват с T<sub>а</sub> интервал, който има малка дебелина (от 1 mm до 2 cm).

Ритмите често завършват с тънки слоеве от бели микритни варовици (фиг. 3), глинести ва-

ровици или варовити аргилити (интервал T<sub>с</sub>). Тези скали са свързани с процесите на фонова седиментация в басейна.

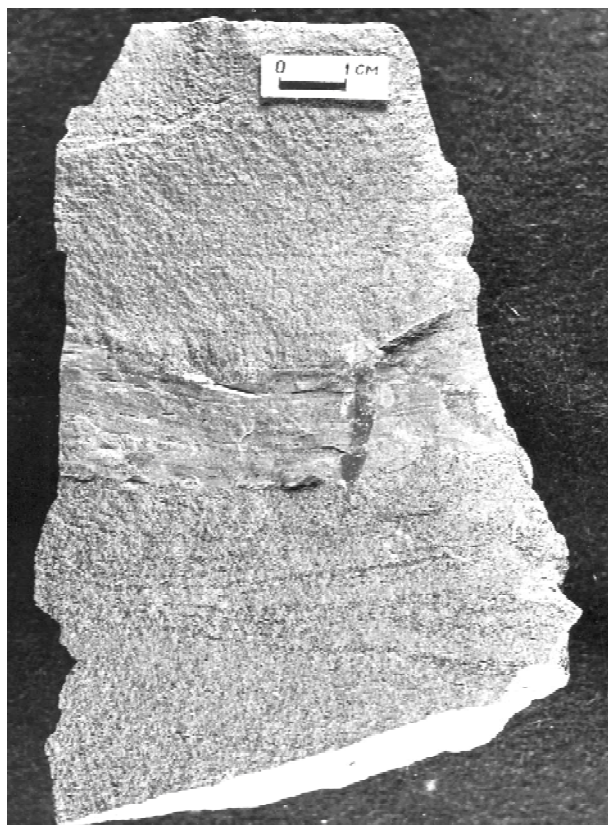
**Вътрешните текстури** са характерен и диагностичен белег за тефраламинитите. Масово и типично развитие имат следните вътрешни тек-



Фиг. 3. Тефраламинити с паралелна ламинация, коса слоистост, редуване с бели микритни варовици. Разрез Ахтопол, сантон.

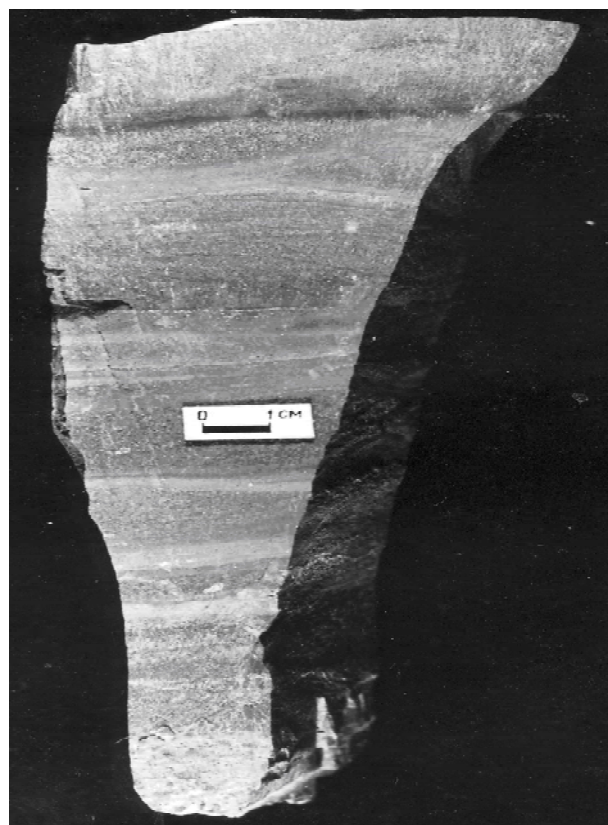
Fig. 3. Tephralaminites with parallel lamination, cross stratification, in alternation with white micrite limestones. Section Ahtopol, Santonian.





Фиг. 4. Тефраламинити, паралелна ламинация, коса слоистост, витрокластични пепели. Разрез Карнобат, кампан.

Fig. 4. Tephralaminites with parallel lamination, cross stratification, vitroclastic ashes. Section Karnobat, Campanian.



Фиг. 5. Тефраламинити — 10 тънки ритъма, паралелна ламинация и коса слоистост. Разрез Велека, кампан.

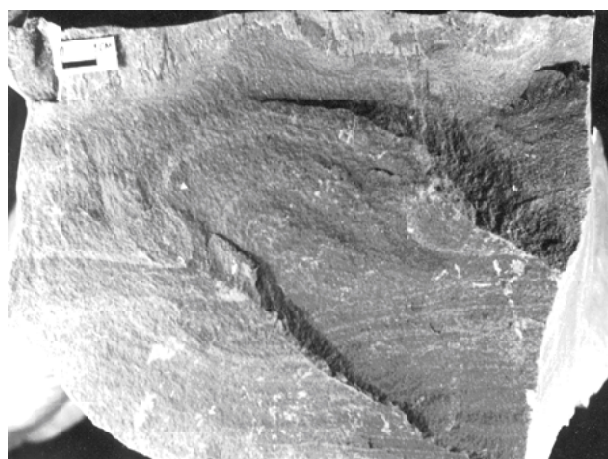
Fig. 5. Tephralaminites — 10 thin rhythms with parallel lamination and cross stratification. Section Veleka, Campanian.

стури:  $T_b$  — долна паралелна ламинация;  $T_c$  — коса слоистост или конволюция;  $T_d$  — горна паралелна ламинация. Долната паралелна ламинация има дебелини от 1 mm до 40 cm, най-често от 1 до 10 cm. Косата слоистост е дребномащабна с дебелина от 5 до 20 mm (фиг. 4, 5). Конволюцията се изразява в леко или интензивно огъване на ламините с дебелини предимно от 1 до 5 cm, рядко до 40 cm (фиг. 6).

**Йероглифите** или текстурите на долната повърхнина на тефраламинитите са главно ядра на внедряване (*Load casts*), йероглифи на течение (*Flute casts*) и йероглифи на предмети (*Tool marks*).

**Латерално** тефраламинитите се заместват от тефратурбидити по посока на вулканския източник и с микритни варовици в зоните, отдалечени от него.

**Вертикално** тефраламинитите заемат горните части на тефратурбидитните пачки. По-често те образуват самостоятелно долната част на непълните ритми. Над тях в тези ритми има бели микритни варовици съдържащи планктонни фораминифери, глинести варовици или варовити аргилити. В разрезите при Карнобат, Айтос, Ахтопол и р. Велека тефраламинитите образуват



Фиг. 6. Тефраламинити, паралелна ламинация и конволюция. Разрез Велека, кампан.

Fig. 6. Tephralaminites with parallel lamination and convolution. Section Veleka, Campanian.

дебели до 100 m дистални пачки в шлейфовете на субаквалните вулкани.

Тефраламинитите са обусловени причинно от ендеогенни източници — субаквални вулкани, от

които е постъпвал финозърнест тефров материал. Земетресенията са предизвиквали ремобилизация на малки количества от него. Турбидитните течения са транспортирали тефрата далеч от вулканите.

**Главен процес** е била фината тефрова реседиментация, представляваща наложен процес върху бавната (1 mm утайка за 1000 години) фоновна дълбокоморска варовита седиментация (микритни варовици).

**Седиментните обстановки** са били перивулкански, предимно дистални подножия, дънни равнини и междувулкански депресии. Далечният палеотранспорт и отлагането от тефратурбидитни течения са обусловили фината паралелна ламинация, косата слоистост и конволюцията в тефраламинитите.

**Палеогеодинамичната обстановка** е дефинирана като кониас — кампанско, дълбоко (до 4000 m) Средногорско междудъгово море (трог) с повече от 50 субаквални вулкана и елемент от средноалпийска островнодъгова система. Земетресенията и експлозивната вулканска дейност са били главни причинно-следствени фактори за отлагане на тефраламинитите.

Тефраламинитите имат редица специфични и диагностични белези, които позволяват разпознаването и разграничаването им от принципно различните вулкански туфи, а

именно: (1) ерозионна долна и преходна горна граница; (2) тефров състав и наличие на литокласти, кристалокласти, витрокласти и пепелен матрикс или калцитов цимент; (3) дебели от милиметров до сантиметров порядък слоеве и ритми; (4) тънки подсечени ритми от типа  $T_{v-d}$ ,  $T_{c-d}$ ; (5) вътрешни текстури като фина паралелна ламинация, дребномащабна коса слоистост и конволюция; (6) фини йероглифи на течения и на предмети; (7) асоцииране и заместване от микритни варовици, съдържащи планктонни фораминифери; (8) редуване с микритни варовици в пачки до 100 m; (9) източник — фина тефра на субаквални вулкани; (10) отлагане от тефратурбидитни течения, свързани със земетресения и експлозивната дейност на субаквални вулкани; (11) седиментни обстановки — вулкански подножия, дънни равнини и междувулкански депресии; (12) палеогеодинамична обстановка — Средногорско междудъгово море, елемент на средноалпийска островнодъгова система в България.

В Средногорското междудъгово море (кониас — кампан) е имало три различни източника на вещества — вулканогенен, интрабасейнов и екзогенен. Това е обусловило причинно генерирането на три различни веществени типа ламинити — тефраламинити, интрабасейнови и екстрабасейнови.

## Литература

Начев, И. К. 1976. Върху типизацията на флиша в България. — *Палеонтол., стратигр. и литол.*, 5, 47–60.  
Начев, И. К. 1978. Горнокредни турбидити в Средногорieto. — *Сп. Бълг. геол. д-во*, 39, 3, 250–260.  
Начев, И. К. 1987. Реседиментация и флишообразуване. — *Палеонтол., стратигр. и литол.*, 25, 61–74.  
Начев, И. К., Ч. И. Начев. 1986. Седиментология на горната креда в Панагюрско. 1. Резултати от изследванията. — *Палеонтол., стратигр. и литол.*, 22, 35–70.  
Начев, И. К., Ч. И. Начев. 2003. *Алпийска плейт-тектоника на България*. С., Артик—2001, 200 с.

Начев, И. К., А. Т. Султанов. 1991. *Седиментология на горната креда в България*. С., БАН, 81 с.  
Начев, И. К., Н. Т. Ганева, Я. Д. Миланова. 1981. Седиментология на горната креда в Западното Средногорие. — *Палеонтол., стратигр. и литол.*, 14, 28–63.  
Начев, И. К., Г. А. Чихрадзе, М. А. Беридзе, Э. В. Варсимашвили. 1984. *Юрские осадочные геокмплексы Болгарии и Грузии*. Тбилиси, Мецниереба, 100 с.

(Постъпила на 09.06.2006 г., приета за печат на 28.09.2006 г.)