

ГОДИШНИК НА СОФИЙСКИЯ УНИВЕРСИТЕТ „СВ. КЛИМЕНТ ОХРИДСКИ“

ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФСКИ ФАКУЛТЕТ

Книга 1 – ГЕОЛОГИЯ

Том 105

ANNUAL OF SOFIA UNIVERSITY “ST. KLIMENT OHRIDSKI”

FACULTY OF GEOLOGY AND GEOGRAPHY

Book 1 – GEOLOGY

Volume 105

---

## МИКРОФАЦИАЛЕН АНАЛИЗ НА ТРИАСКИТЕ КАРБОНАТНИ СКАЛИ ОТ ШИРОКА ПЛАНИНА, СЕВЕРОЗАПАДНА БЪЛГАРИЯ

АТАНАС ЧАТАЛОВ

*Катедра Минералогия, петрология и полезни изкопаеми*

*Athanas Chatalov.* MICROFACIES ANALYSIS OF THE TRIASSIC CARBONATE ROCKS IN SHIROKA PLANINA MOUNTAINS, NORTHWESTERN BULGARIA

Combined field studies and microfacies analysis of the Triassic ramp succession are used to interpret the carbonate depositional settings in terms of their environmental constraints, sedimentary processes, controlling factors, biota distribution and resultant deposits. In addition, the lithostratigraphic scheme of the Iskar Carbonate Group in the Belimel strip is partly revised and some characteristics and relationships of the formal units are clarified. The correlation with other exposures of Triassic rocks in the western Balkanides reveals some differences in stratigraphic and sedimentological aspects, which are more pronounced for the Ladinian–Carnian interval. Nevertheless, the evolution of the carbonate sedimentation from the late Olenekian to the early Carnian closely corresponds to the general trend in the development of the carbonate ramp, outlining two main stages (retrogradational and progradational) with deposition in three ramp zones (inner ramp, mid-ramp and outer ramp). A specific feature of the first stage was a later transgression at the close of the Early Triassic compared to the southern area with Triassic exposures in NW Bulgaria, which is explained by the influence of inherited relief. During the second stage the carbonate sedimentation was temporarily interrupted around the Ladinian–Carnian boundary and siliciclastic deposition occurred in a shallow marine environment (Mitrovtsi Fm). The overall characteristics of the deeper water deposits (Babina Fm) attest to homoclinal morphology of the carbonate ramp.

*Key words:* microfacies types, carbonate ramp, correlation, Triassic, western Balkanides.

### УВОД

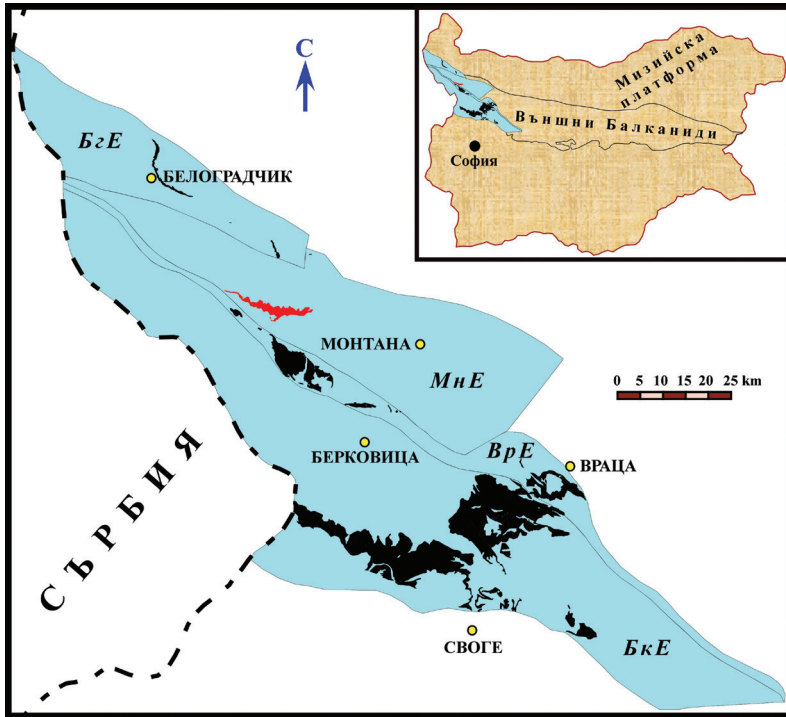
Триаските седиментни скали, разкриващи се в пределите на Широка планина, формират т. нар. Белимелска ивица (Тронков, 1973), която се простира между селата Долни Лом (в долината на река Лом) и Винище, Монтанска

област. Тази непрекъсната ивица има направление ЗСЗ–ИЮИ, дължина около 23,5 km и максимална широчина до 3 km. Карбонатната част от триаската последователност показва известни различия в стратиграфско и литоложко отношение спрямо останалите триаски разкрития в Северозападна България, разположени както на север, така и на юг от Широка планина. Тези различия обхващат оленекско-анизкия интервал, но са по-силно изразени при ладинско-карнските отложения. Това обстоятелство и липсата на детайлни седиментоложки изследвания в Белимелската ивица са главни предпоставки за извършването на микрофациален анализ на карбонатните скали, чиято основна цел е интерпретация на техните условия на седиментация. Друга конкретна задача е свързана с изясняване на някои проблеми относно площното разпространение, границите, дебелината, вътрешния строеж и литоложката характеристика на литостратиграфските единици. На базата на получените резултати е направен опит за корелация с триаските карбонатни последователности от разкритията в Белоградчишко (Гранитовска ивица), Белотинската ивица, района на Мелянската антиклинала и южните части на западните Балканиди (Искърски пролом, Врачански Балкан, планините Берковска, Козница и Понор). По този начин новите данни допълват представите за триаската карбонатна платформа по отношение на нейните морфология, зоналност, етапи в развитието, контролиращи фактори, седиментационни обстановки и отложения.

#### ГЕОЛОЖКА РАМКА

В географско отношение изследваният район се намира в северозападния дял на Предбалкана и обхваща южните склонове на Широка планина. Според алпийския тектонски модел на Иванов (1988, 1998) Белимелската ивица попада в рамките на параавтохтонната Монтанска единица, която изгражда северните части на Западнобалканската зона (фиг. 1). Тази единица граничи с разположената на юг Врачанска единица посредством флексурните, възседно-навлачните и навлачните структури на регионалния Врачански възсед (Бончев, 1910; Йорданов и др., 1960), наречен още Врачански разломен сноп (Иванов, 1998). Нейната северна граница с Белоградчишката единица, както и с отделни сегменти на Централнобалканско-Предбалканската зона и южната периферия на Мизийската платформа, се маркира съответно от Ведернишкия възсед, Гостилския отсед (Бончев, 1910) и Предбалканския възсед (Цанков, 1971). Монтанската единица е изградена от домезозойска подложка (ордовишки метаморфити и пермски кластити), дебела мезозойска покривка (триаски, юрски и долнокредни седиментни скали) и неогенски и кватернерни отложения (Иванов, 1998). В нейния обхват се различават реликти от къснохерцинско, ранноалпийско (раннокимерско) и късноалпийско структурообразуване (Ангелов, 2008а, б).

Морските седиментни скали на триаската система са включени в обема на въведената от Тронков (1981) Искърска карбонатна група (долен-горен триас).



Фиг. 1. Повърхностни разкрития (показани в черно и червено) на Искърската карбонатна група (долен–горен триас) в Западнобалканската зона (тектонската подялба е по Иванов, 1988, 1998)  
 БгЕ – Белоградчишка единица; МнЕ – Монтанска единица; ВрЕ – Врачанска единица; БкЕ – Берковска единица

Fig. 1. Exposures (shown as black and red patches) of the Iskar Carbonate Group (Lower–Upper Triassic) in the West Balkan Zone (tectonic subdivision is from Иванов, 1988, 1998)  
 БгЕ – Belogradchik Unit; МнЕ – Montana Unit; ВрЕ – Vratsa Unit; БкЕ – Berkovitsa Unit

Нейната подложка е представена от предимно алувиалните долнотриаски скали на червеноцветната Петроханска теригенна група (Тронков, 1981). Покривката е изградена от пъстроцветните, силицикластични седименти на Мизийската група (Чемберски и др., 1974), които имат континентален произход и късно-триаска възраст (фиг. 2). В повечето разкрития обаче върху триаските карбонатни отложения с размивна граница се разполагат средноюрски седиментни скали. Според Тронков (1995б) максималната дебелина на Искърската карбонатна група в Широка планина е 530 m, докато според Ангелов и др. (2008) тя достига 545 m.

Триаската система в СЗ България принадлежи към Балканидния (фациален) тип триас (Ganev, 1974; Chatalov, 1980), който има изцяло автохтонен характер и главно германско развитие с елементи на алпийско влияние (Ganev et

al., 1967). Според Chatalov (2013) триаската седиментна последователност очертава един почти симетричен трансгресивно-регресивен стратиграфски цикъл от втори порядък (в смисъла на Duval et al., 1998), който кореспондира на една суперсеквенция по терминологията на Vail et al. (1991) и Sarg et al. (1999). Морските утайки са били отложени в северозападната шелфова част на Тетиския океан (Marcoux et al., 1993) върху карбонатна рампа от хомоклинален тип (Čatalov, 1988; Chatalov, 2013). Тяхното образуване е свързано с два главни етапа на рамповото развитие (ретроградация и проградация), които са довели до оформянето на две генетични единици (трансгресивна и регресивна), разделени от зона на максимално заливане (Chatalov, 2013, 2016).

#### ПРЕДХОДНИ ИЗСЛЕДВАНИЯ

Най-ранните геоложки изследвания върху триаската система в Широка планина датират от края на XIX и началото на XX в. (вж. Тронков, 1973, и цитираната там литература). Първата детайлизирана стратиграфска схема придружена с подробно литоложко описание е публикувана от Тронков и др. (1965). По-късно редица автори допринасят за официалната литостратиграфска подялба на карбонатния триас в СЗ България чрез въвеждането на свити, членове и репери (Тронков, 1968, 1973, 1995б; Тронков, Монов, 1971; Чаталов, 1974; Асерето и др., 1983). Същевременно, получени данни от биостратиграфския анализ на макро- и микрофосили (Тронков и др., 1965; Тронков, Монов, 1971; Tronkov, 1972, 1976; Тронков, 1973; Петрунова-Олова, 1991) дават основание да се дефинира хроностратиграфския обхват на Искърската карбонатна група от спатския подетаж на оленекския етаж до юлския подетаж на карнския етаж. Важен принос към изучаването на триаската стратиграфия и литология имат комплексните геоложки изследвания свързани с националните геоложки картировки в М 1:100 000 (Ангелов и др., 1995; Тронков, 1995б; Филипов, 1995; Филипов и др., 1995) и М 1:50 000 (Айданлийски, 2007, 2008; Ангелов и др., 2007, 2008). Резултати от микропетрографски и седиментоложки изследвания на карбонатните скали са публикувани в няколко работи, които разглеждат цялата площ с триаски разкрития в СЗ България (Гноевая, 1965; Chatalov, 1999, 2000а, б; 2005а, б; 2007; 2016; Чаталов, 2001, 2002; Chatalov, Stanimirova, 2001). Микрофациални типове в част от среднотриаските варовици (Тошковдолска свита) са обособени от Чаталов (2002). Наскоро в долнотриаската част от разреза беше установено присъствието на специфичен карбонатен литофацис с интензивна биотурбация – т. нар. червеобразни (vermicular) варовици (Chatalov, 2017a).

#### КРАТЪК ОБЗОР НА ЛИТОСТРАТИГРАФСКИТЕ ЕДИНИЦИ

В този раздел е дадена кратка характеристика на литостратиграфските единици в обема на Искърската карбонатна група, чиито скали се разкриват в

Белимелската ивица. За целта са използвани резултати от предходни публикации, включително обобщени данни от обяснителните записки и литоложко-стратиграфските колонки на картни листове Чипровци и Монтана от Геоложка карта на Република България М 1:50 000 (Айданлийски, 2007, 2008; Ангелов и др., 2007, 2008).

Най-ниско разположената в разреза *Свидолска свита* е въведена от Чаталов (1974) с типов разрез в едноименната местност край Тетевен. Тази единица покрива чрез литоложки преход отложения на Петроханската теригенна група, а над нея с рязка литоложка граница или със литоложки преход залягат скали на Могилската свита. Свидолската свита е изградена от тънко- до среднопластови силицикластични (пясъчници, алевролити, аргилити) и карбонатни скали (варовици и доломити) с масивна текстура и хоризонтална ламинация. Относителният дял на карбонатните седименти нараства значително в горната част на единицата, като същевременно се наблюдава преход от розов и червен цвят към сиви, охрести и жълтеникави цветове. Дебелината на свитата е около 35 m, а възрастта на нейните седименти е определена като къснооленекска на базата на бивалвийни таксони (Тронков, 1972; Тронков, 1973).

*Могилската свита* (Ассерето и др., 1983) има посочен холостратотип в Искърския пролом, който е описан по-рано от Тронков (1968). Единицата се покрива с със литоложки преход от скали на Бабинската свита. Изградена е от тънко- до дебелопластови, светло- до тъмносиви, микритни и алохемни варовици (на места слабо глинести или пясъчливи), като в долните нива участват и жълтеникавосиви, микрозърнести доломити. Сред наблюдаваните текстурни са масивна, нодуларна и коса слоестост. Свитата е представена от Оплетненския член, макар че някои автори (Ассерето, Чаталов, 1983; Тронков, 1995б) отбелязват и присъствието на Лакатнишкия член. Нейната дебелина достига около 100 m, като намалява от изток на запад (Тронков, 1972; Тронков, 1973), докато според Айданлийски (2007) и Ангелов и др. (2008) тя е максимално 120 m. Въз основа на определена макрофауна възрастта на скалите е дефинирана като долноанизка (Тронков, 1973, 1995б).

*Бабинската свита* е въведена също с типов разрез в Искърския пролом (Тронков, 1968), който е описан по-късно от Чаталов и др. (2001). Тази единица се покрива чрез със литоложки преход от скали на Тошковдолската свита. Изградена е от тънко- до среднопластови, сиви до тъмносиви, чисти и глинести варовици (микритни, биодетритни и целочерупчести), както и по-редки варовити аргилити. Характерни белези за долните нива са вълнисто огъване на пластове (Wellenkalk), нодуларна текстура и богата фосилна макрофауна (бивалвии, гастроподи, брахиоподи, криноиди, амонити). Също в долната част на разреза се обособяват Церовдолският член, който включва средно- до дебелопластови варовици с дебелина 5–10 m, и дебелите около 7 m брахиоподни пластове (Тронков, 1973). Максималната дебелина на свитата достига 189 m (Тронков, 1973) или дори надхвърля 200 m (Айданлийски, 2007; Ангелов и др., 2008), докато според Загорчев, Будуров (2009) тя възлиза само на 129 m. На базата на биостратиграфски данни и по аналогия със съседни райони, възрастта

на скалите е дефинирана като аниска – от егейски или пелсонски подетаж до илирски подетаж включително (Тронков, 1973; Tronkov, 1976).

*Тошковдолската свита* (Тронков, 1973) има посочен холотипов разрез в Чешмички дол, Широка планина. Горната ѝ граница представлява рязък литоложки контакт или къс литоложки преход със скали на Широкопланинската свита. Единицата е изградена главно от светлосиви и белезникави, средно- до дебелопластови оолитни и биодетритни варовици, при ограниченото участие на сивожълти доломити и доломитни варовици приблизително в средната част на разреза. Сред наблюдаваните текстури са масивна, хоризонтална ламинация и следи от биотурбация. Фосилните останки включват бивалвии, брахиоподи и ехиниди плюс единични амонити, корали и кости от гръбначни. Дебелината на Тошковдолската свита достига около 100 m (Ангелов и др., 1995; Тронков, 1995б), но според Загорчев, Будуров (2009) тя е само 30 m. Тронков (1973) поделва единицата на три пачки с близка дебелина – две варовикови и вместена между тях доломитна пачка. Хроностратиграфският обхват на скалите обхваща интервала около границата анис–ладин, т. е. между илирския подетаж и фасанския подетаж (Тронков, 1973; Tronkov, 1976).

*Широкопланинската свита* е въведена от Тронков (1995б) като предложено ново име на Белимелската свита (Тронков, Монов, 1971). Типовият разрез се намира в Чешмички дол, а спомагателни разрези са описани в съседните Тошков дол и дола Голяма Кратчина. Горната граница на единицата представлява рязък литоложки контакт със скали на Митровската свита. Широкопланинската свита е изградена главно от чисти, глинести и песъчливи биодетритни варовици, съдържащи останки от бивалвии, гастроподи, брахиоподи и редки амонити. Други литоложки типове са глинести доломити, варовити аргилити и дребнозърнести пясъчници. Стратификацията варира от тънко- до дебелопластова, а най-характерните цветове са сив и сивоохрест. Максималната дебелина на единицата е около 50 m (Тронков, Монов, 1971), макар че според Загорчев, Будуров (2009) тя не надхвърля 28 m. Въз основа на определена фосилна макрофауна възрастта на отложенията е дефинирана като ранноладинска (фасанска) (Тронков, Монов, 1971; Тронков, 1973; Tronkov, 1976).

*Митровската свита* е единствената литостратиграфска единица с преобладаващо некарбонатен литоложки състав (Тронков, Монов, 1971). Нейният типов разрез се намира в Чешмички дол, а спомагателен разрез е описан в дола Голяма Кратчина. Понастоящем скалите на единицата са много слабо разкрити, като се покриват с рязка литоложка граница от варовици на Чешмичката свита. Митровската свита е изградена от тъмнокафяво-зелени до почти черни, дребнозърнести, слабо варовити и глинести пясъчници, както и редки тъмносиви аргилити и алевролити, докато в горните нива присъстват още песъчливи варовици и мергели. Някои скали съдържат променливо количество овъглени растителни останки. Според Тронков, Монов (1971) в разреза могат да се отделят две пачки пясъчници и разположена между тях пачка от песъчливи мергели. Дебелината на свитата достига около 25 m. На базата на спорополенов анализ възрастта на нейните отложения е дефинирана като ладинско–карнска,

като обхваща части от лонгобардския подетаж и юлския подетаж (Петрунова-Олова, 1991).

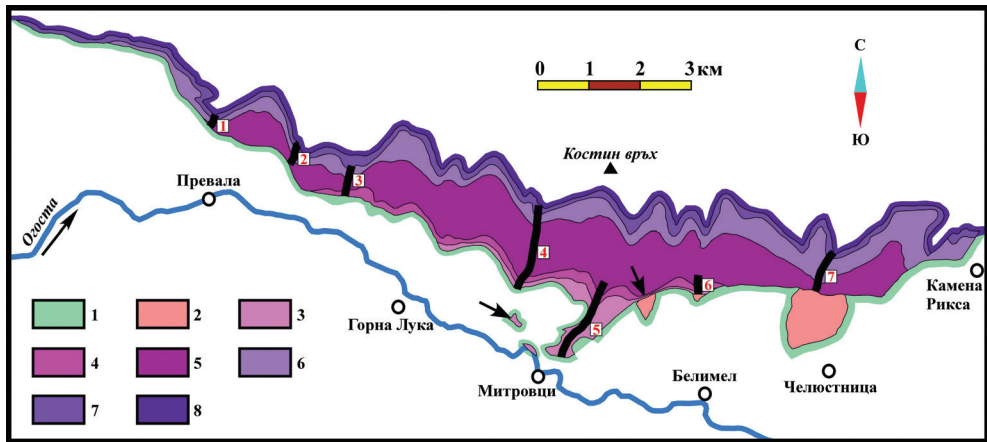
Най-високо разположената в разреза *Чешмичка свита* е въведена с холостратотип в Чешмички дол, а спомагателен разрез с дебелина 1 m е посочен в дола Челюстнишка бара (Тронков, 1973). Горната граница не се наблюдава по тектонски причини или представлява рязък литоложки контакт с Комщицката свита (според Zagorchev, Budurov, 2007 – Челюстнишката свита) на Мизийската група. Единицата е изградена от различни по цвят (сиви, кафеникави, кремави, сиво-розови), зърнести и афанитови, чисти до глинести варовици плюс доломитни варовици и мергели. Стратификацията е тънко- до дебелопластова, а на места се наблюдава нодуларна текстура. Според Тронков (1973) в строежа на свитата се обособяват три пачки: долна – от разноцветни варовици и доломитни варовици; средна – от сиви глинести варовици и мергели; и горна – от сиво-бели, по-дебелопластови варовици и доломитни варовици. Дебелината на Чешмичката свита възлиза на около 20 m, а хроностратиграфският ѝ обхват е дефиниран като долен карн на базата на фосилни находки от бивалвии и брахиоподи (Тронков, 1973).

Според Чаталов (1984) и Ганев и др. (1986) Широкопланинската, Митровската и Чешмичката свита следва да бъдат понижени в ранг на членове на въведената в Тетевенско Васильовска свита (Чаталов, 1984).

## МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

### ТЕРЕННИ ИЗСЛЕДВАНИЯ

Първата задача при теренната работа включваше подбор на подходящи за изследване разреза на Искърската карбонатна група. Този етап беше свързан с известни трудности поради слабата разкритост на скалите, изграждащи някои свити (Свидолска, Бабинска, Широкопланинска, Митровска). В резултат бяха подбрани седем опорни разреза, които се простират по южните склонове на Широка планина неизменно в посока от север на юг. Тяхното разположение от запад на изток е както следва: „Ражин дол“, „Церов дол“, „Десивички дол“, „Голяма Кратчина“, „Чешмички дол“, „Тошков дол“ и „Челюстнишка бара“ (фиг. 2). Всеки разрез беше поделен на стратификационни единици (пластове и пачки), които бяха описани по отношение на техните макроскопски характеристики: дебелина, граници, повтаряемост, цвят, литология, текстури и структури. Допълнителни теренни наблюдения бяха извършени върху отделни разкрития, например, разположеното на около 1,5 km северозападно от с. Митровци в дола Голяма Кратчина изолирано разкритие със скали на Митровската свита и Чешмичката свита. При теренните изследвания бяха събрани общо 153 проби от карбонатни скали, като тяхното разпределение по разреза и литостратиграфски единици е показано на таблица 1. Същевременно бяха ревизирани някои публикувани в литературата данни



Фиг. 2. Разкрития на Искърската карбонатна група в Монтанската единица (по данни на Тронков, 1973; Ангелов и др., 2007, 2008, с изменения)

1 – юрски и кредни седиментни скали; 2 – Мизийска група (горен триас); 3 – Чешмичка свита (карн), Митровска свита (ладин–карн) и Широкопланинска свита (ладин); 4 – Тошковдолска свита (аниз–ладин); 5 – Бабинска свита (аниз); 6 – Могилска свита (оленек–аниз); 7 – Свидолска свита (оленек); 8 – Петроханска теригенна група (долен триас). С черни линии и номера са отбелязани изследваните разрези, а със стрелки – други две опробвани разкрития

Fig. 2. Exposures of the Iskar Carbonate Group in the Montana Unit (modified from Тронков, 1973; Ангелов и др., 2007, 2008)

1 – Jurassic and Cretaceous sedimentary rocks; 2 – Moesian Group (Upper Triassic); 3 – Cheshmichka Formation (Carnian), Mitrovtsi Formation (Ladinian–Carnian) and Shirokaplanina Formation (Ladinian); 4 – Toshkovdol Formation (Anisian–Ladinian); 5 – Babina Formation (Anisian); 6 – Mogilata Formation (Olenekian–Anisian); 7 – Svidol Formation (Olenekian); 8 – Petrohan Terrigenous Group (Lower Triassic). Studied sections are marked with black lines and numbers, and two other sampled outcrops are designated with arrows

Таблица 1  
Table 1

Разпределение на взетите проби по разрези и литостратиграфски единици  
Distribution of the collected samples by sections and lithostratigraphic units

Свита/ разрез	Свидолска	Могилска	Бабинска	Тошков- долска	Широко- планинска	Мит- ровска	Чешмичка
Ражин дол	2	4	3	–	–	–	–
Церов дол	2	13	8	–	–	–	–
Десивички дол	–	–	4	4	–	–	–
Голяма Кратчина	2	5	15	10	7	–	–
Чешмички дол	–	–	2	6	11	–	9
Тошков дол	–	–	–	10	4	–	2
Челостн. бара	3	15	4	–	–	–	–
Други разкрития	–	–	–	–	–	2	6



за разпространението, границите, дебелината, стратификацията, вътрешния строеж и литологията на отделните единици.

#### ЛАБОРАТОРНИ ИЗСЛЕДВАНИЯ

От всички събрани проби бяха изготвени стандартни дюншлифи за микроскопско изследване в проходяща светлина. Част от препаратите беше оцветена, прилагайки методиката на Dickson (1965) с цел по-прецизна диагностика на калцита от доломита и качествено определяне на съдържанието на желязо в двата минерала. Микрофациалният анализ на карбонатните скали беше извършен, следвайки стриктно очертаните от Flügel (2004) препоръки и критерии (табл. 2). Главно условие при него е използването на структурната класификация на варовиците по Dunham (1962), допълнена от Embry, Klovan (1972). Като основни параметри във въпросната схема са: характерът на свързващата маса, относителното количество алохеми и типът на структурно поддържане. За по-точно определяне на количествените съдържания на строежните елементи бяха използвани сравнителните визуални схеми на Bacelle, Bosellini (1965). Названията на конкретните Микрофациални Типове (МФТ) са формирани чрез комбиниране между термините, обозначаващи отделните видове алохеми (ооиди, интракласти и т. н.) и структурните класове (мадстоун, вакстоун и т. н.). Тъй като сред наблюдаваните структури често беше наблюдавано смесване на различни алохеми, отделянето на МФТ е направено според доминиращия вид, а количествените вариации при останалите алохеми са отразени чрез допълнителното обособяване на микрофациални подтипове. В случаите, когато в

Таблица 2  
Table 2

Използвани критерии за обособяване на Микрофациални Типове в карбонатните скали без рифови и микробиални отложения (по Flügel, 2004, с малки съкращения)

Criteria used in establishing Microfacies Types in carbonate rocks excluding reef and microbial deposits (after Flügel, 2004, slightly abridged)

Седиментационна структура	Определение по класификацията на Dunham (1962); Характеризиране на зърновия размер, сортировката и опаковката
Качествен състав	Матрикс, алохеми, спойки; Тип на матрикса (микрит, микроспар, карбонатен алеврит); Тип на микрита (автомикрит или аломикрит, дънен микрит или вътрешен седимент); Строеж на микрита (хомогенен, нехомогенен, пелоиден, финобиодетритен, ламиниран, алевритов); Видове алохеми (скелетни зърна, пелоиди, кортоиди, онкоиди, ооиди, пизоиди, агрегатни зърна, литокласти)
Количествен състав	Относителни количества матрикс, алохеми и спойки (модален анализ); Количествено съотношение между различните видове алохеми
Специфични микростроежни характеристики	Биогенни образувания; Ламинация; Градационно подреждане; Ходове от заравяне на животни и биотурбация; Фенестри

даден МФТ няма отделени подтипове, той е представен с пълното си название, например, фенестрален пелоидно-остракоден вакстоун. Като допълнителни атрибути в някои названия са използвани важни текстурни белези (ламинация, фенестри) или участващи в количество над 5% некарбонатни компоненти (класични зърна, автогенни минерали). От общия брой проби бяха изключени силно прекристализирани варовици, както и скали, засегнати от интензивна късна доломитизация, в които първичната структура е заличена. Обратно, при микрофациалния анализ бяха изследвани раннодиагенетични доломити, в които тази структура е запазена.

#### ХАРАКТЕРИСТИКА НА ИЗСЛЕДВАНИТЕ РАЗРЕЗИ И НОВИ ДАННИ ЗА СТРАТИГРАФИЯТА И ЛИТОЛОГИЯТА

В този раздел са характеризирани накратко изследваните разрези и са направени някои изводи от извършените теренни наблюдения. Сравнителна схема със стратиграфско-литоложките колонки на седемте опорни разрези е представена на фигура 3.

##### РАЗРЕЗ „РАЖИН ДОЛ“

Най-западният разрез се намира в едноименния дол на около 1,5 km северно от с. Превала. В него се разкриват горната част на Свидолската свита, цялата Могилска свита и най-долните нива на Бабинската свита, като тяхната сумарна измерена дебелина възлиза на около 90 m. Това е един от двата разрези (другият е „Челюстнишка бара“), в които се наблюдават пластове от сивожълтеникави доломити на Свидолската свита с обща дебелина 7–8 m (Табл. Ia). В тези скали се установяват хоризонтална ламинация, пукнатини на изсъхване и дребночакълни интракласти с плоска форма (показващи на места имбрикация). Над триаските седименти в разреза, с размивна граница залягат пясъчливи варовици на средноюрската Полатенска свита.

##### РАЗРЕЗ „ЦЕРОВ ДОЛ“

Вторият разрез е разположен в едноименния дол на около 2 km североизточно от с. Превала. Той включва само най-горните пластове на Свидолската свита, цялата Могилска свита и част от обема на Бабинската свита. Общата дебелина на трите единици (около 110 m) е измерена до появата на голямо тектонско нарушение в Бабинската свита, което става причина за повторения в нейната последователност нагоре в разреза. Добре се проследяват долната и горната граница на Могилската свита, които представляват съответно рязък литоложки контакт между доломити и варовици и къс преход чрез намаляване на пластовата дебелина и промяна в цвета на скалите. Над Свидолската свита се разкриват отделни вертикални интервали от варовиково-доломитни цикли,



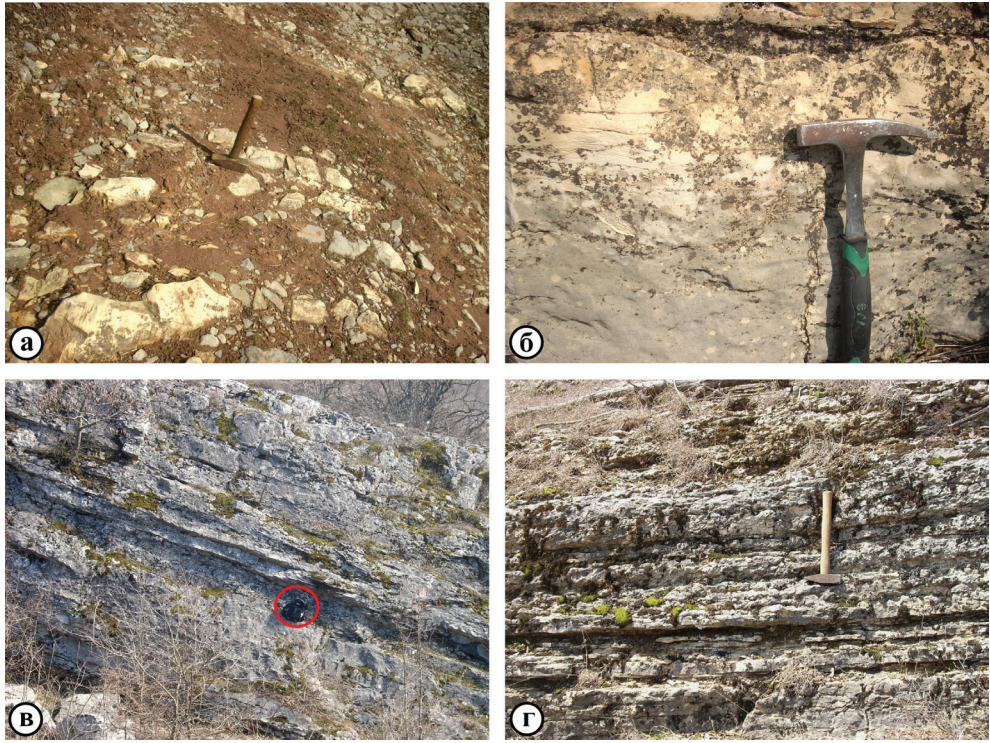


ТАБЛИЦА I

*a* – Пластове от сиви и сивожълтеникави доломити в горната част на Свидолската свита. Разрез „Ражин дол“; *б* – Горна част на асиметричен приливно-отливен цикъл в Могилската свита, показващ възходящо нарастване в степента на раннодиагенетична доломитизация. Разрез „Церов дол“; *в* – Средно- до дебелопластови варовици, изграждащи най-горните нива на Могилската свита (кръгчето показва раница за мащаб). Разрез „Челюстнишка бара“; *г* – Тънкопластови глинести варовици на Зимевишкия член. Разрез „Челюстнишка бара“

PLATE I

*a* – Beds of grey and greyyellowish dolostones in the upper part of Svidol Formation. Section “Razhin dol”; *b* – Upper part of asymmetric peritidal cycle in the Mogilata Formation showing upwards increase in the degree of early diagenetic dolomitization. Section “Tserov dol”; *c* – Medium- to thick-bedded limestones forming the uppermost levels of Mogilata Formation (circle shows rucksack for scale). Section “Chelyustnishka bara”; *d* – Thin-bedded clayey limestones of the Zimevitsa Member. Section “Chelyustnishka bara”

в които на места се наблюдава възходящо нарастване в степента на доломитизация (Табл. Iб). Долните разкрити нива на Бабинската свита с дебелина около 25 m показват макроскопски характеристики, позволяващи те да бъдат отнесени към Зимевишкия член, който е въведен от Чаталов и др. (2001) с типов

разрез в Искърския пролом. В тази единица преобладават тъмносиви, микрозърнести (често глинести) варовици с нодуларна текстура, раннодиагенетични деформации и следи от биотурбация. Те се редуват с по-слабо застъпени сиви, биокластични и биокластично-интракластични варовици, които се отличават с променлива дебелина, локално изклинване, ерозионна долна повърхност (Табл. IIa), хълмиста коса ламинация и микритни интракласти с псефитен размер (оформящи на места имбрикация). Според Тронков (1973) горната дебелопластова част на този вертикален интервал съответства на Церовдолския член. Най-долните пластове на Зимевишкия член съдържат изобилни криноидни останки, което дава основание да бъде отделен Стрешеровският криноиден репер. Разпространението на тази официална единица (Ассерето, Чаталов, 1983) обхваща всички разкрития на карбонатния триас в Западните Балканиди на юг от Широка планина, включително района на Мелянската антиклинала, където реперът беше установен наскоро от Чаталов, Стефанов (2013).

#### РАЗРЕЗ „ДЕСИВИЧКИ ДОЛ“

Третият поред изследван разрез се намира на около 1,5 km северно от долината на река Огоста по средата на разстоянието между селата Превала и Горна Лука. В него са разкриват горната половина от последователността на Могилската свита, по-голямата част от обема на Бабинската свита и цялата Тошковдолска свита. Тяхната измерена обща дебелина (230 m) е приблизителна поради появата на тектонското нарушение вътре в Бабинската свита, което продължава от съседния Церов дол. Горната част на тази единица притежава дефинитивните белези на Згориградския член, а именно сиви микрозърнести и биокластични варовици със средно- до дебелопластова стратификация (Табл. IIb), преобладаваща масивна текстура, различна степен на доломитизация и локално присъствие на дребни кремъчни конкреции. Членът е въведен от Tronkov (1976) с типова област във Врачанския Балкан, но без посочен холостратотип, а подробно описание на Згориградския член при махала Сфражен в Искърския пролом е публикувано от Чаталов и др. (2001). Над светлосивите, дебелопластови, чисти и доломитни варовици на Тошковдолската свита с развивна граница се разполага Десивичкият оолитен репер на Полатенската свита.

#### РАЗРЕЗ „ГОЛЯМА КРАТЧИНА“

Това е най-пълният разрез на Искърската карбонатна група в Широка планина, който започва приблизително на 3,5 km северно от с. Митровци и продължава в южна посока на разстояние повече от 1,5 km. Разкрити в различна степен са скали, принадлежащи на следните свити: Свидолска, Могилска, Бабинска, Тошковдолска и Широкопланинска, а в интервала, съответстващ на Митровската свита, се наблюдават предимно късове от изветрели пясъчници.

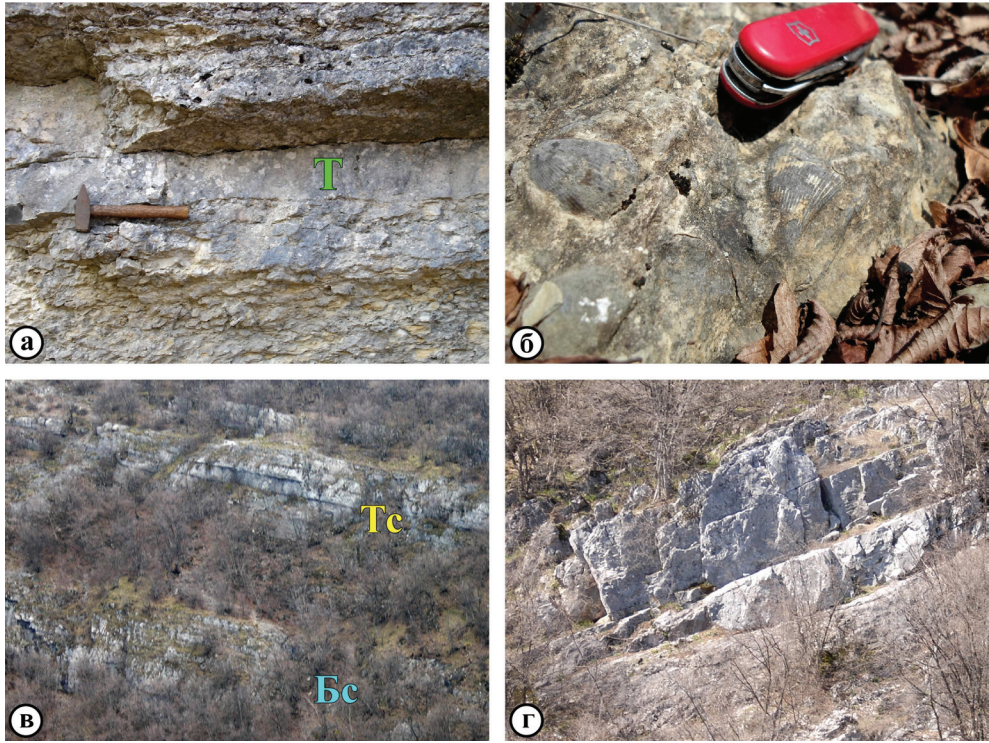


ТАБЛИЦА II

*a* – Проксимален темпестит (Т), залягащ сред нодуларни варовици в Зимевшикия член на Бабинската свита. Разрез „Церов дол“; *б* – Брахиоподни черупки в Теребратулните пластове на Бабинската свита. Разрез „Голяма Кратчина“; *в* – Средно- до дебелопластови варовици (обща дебелина около 40 m) на Згориградския член на Бабинската свита (Бс) и Тошковдолската свита (Тс). Разрез „Десивички дол“; *г* – Светли дебелопластови варовици (с дебелина около 7 m) на Тошковдолската свита. Разрез „Тошков дол“

PLATE II

*a* – Proximal tempestite (T) between nodular limestones in the Zimevitsa Member of Babina Formation. Section “Tserov dol”; *b* – Brachiopod shells in the Terebratula Beds of Babina Formation. Section “Golyama Kratchina”; *c* – Medium- to thick-bedded limestones (total thickness of 40 m) of the Zgorigrad Member of Babina Formation (Bc) and Toshkovdol Formation (Tc). Section “Desivichki dol”; *d* – Light-coloured, thick-bedded limestones (about 7 m thick) of the Toshkovdol Formation. Section “Toshkov dol”

Сумарната дебелина на изброените единици възлиза на около 320 m, а покривката включва ооидни феролити и варовици с екстракласти на Десивичкия оолитен репер. В Зимевшикия член присъстват различно издържани пластове от биокластични и биокластично-интракластични варовици, чиято пластова

дебелина намалява възходящо в разреза заедно с относителното количество на микритни интракласти, имащи псефитен размер. Отгоре се разполагат добре разкритите Теребратулни пластове (Бенатов, 1998; Чаталов и др., 2001), които изобилстват на брахиоподни черупки от рода *Coenothyris* (Табл. Пб), и най-вероятно съответстват на част от брахиоподните пластове, отбелязани от Тронков (1973). Тези отложения са интерпретирани като литостратиграфски репер с изохронно значение в останалите части на Западнобалканската зона (Чаталов, 2010; Chatalov, 2013, 2016; Чаталов, Стефанов, 2013). Глинесто-карбонатни скали на Широкопланинската свита се наблюдават само в отделни вертикални интервали от долната половина на единицата, докато нейната горна част е добре разкрита и е изградена от по-чисти варовици (Табл. Пб).

#### РАЗРЕЗ „ЧЕШМИЧКИ ДОЛ“

Вторият по брой на участващите свити разрез в изследваната площ започва на около 2 km североизточно от с. Митровци и достига почти до северния му край. Той се състои от две части, които са разделени от тектонско нарушение, пресичащо последователността на Митровската свита (вж. Тронков, Монов, 1971, фиг. 4). В основата на разреза се появяват най-горните нива на Бабинската свита (Згориградски член), докато останалите четири единици (Тошковдолска, Широкопланинска, Митровска и Чешмичка свита) са представени в пълния си обем. Общата измерена дебелина на тази част от Искърската карбонатна група е от порядъка на 150 m. В Широкопланинската свита са добре разкрити нейните долни нива, където доминират глинести варовици с преобладаващо нодуларна текстура (Табл. Ша) и присъстват единични пластове от кафеникаво-сиви, дребнозърнести пясъчници. В интервала, съответстващ на Митровската свита, се проследяват отделни пластове от тъмнокафяво-зелени, дребнозърнести пясъчници, съдържащи растителни останки. Чешмичката свита се характеризира с редуване на средно- и дебелопластови варовици (Табл. Шв), сред които се открояват скали с интензивна биотурбация (Табл. Шг) и ходове от заравяне на животни (*burrows*). Покривката на карбонатния триас е представена от пясъчливи варовици на Полатенската свита, без да са наблюдава директен контакт с Чешмичката свита.

#### РАЗРЕЗ „ТОШКОВ ДОЛ“

Предпоследният от поредицата изследвани разреза се намира в едноименния дол на около 2 km северно от с. Белимел. В него е добре разкрита само Тошковдолската свита (Табл. Пг), докато Бабинската свита (Згориградски член), Широкопланинската свита, Митровската свита и Чешмичката свита показват оскъдни разкрития (измерената сумарна дебелина възлиза на около 140 m). Това е един от двата изследвани разреза в Белимелската ивица (плюс разкритието в разположения непосредствено на запад Петров дол), в които

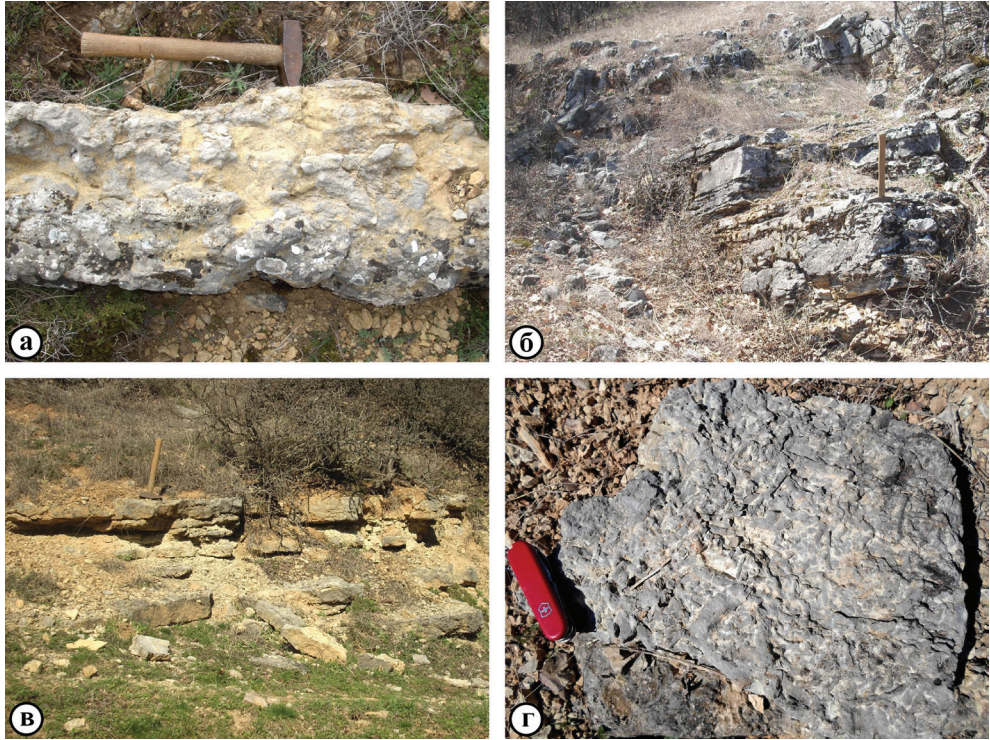


ТАБЛИЦА III

*a* – Глинест варовик с нодуларна текстура в долната част на Широкопланинската свита. Разрез „Чешмички дол“; *b* – Вертикален интервал с варовици в горната част на Широкопланинската свита. Разрез „Голыма Кратчина“; *c* – Средно- до дебелопластови варовици на Чешмичката свита. Разрез „Чешмички дол“; *d* – Силно биотурбиран варовик на Чешмичката свита. Разрез „Чешмички дол“

PLATE III

*a* – Clayey limestone with nodular structure in the lower part of Shirokaplanina Formation. Section “Cheshmichki dol”; *b* – Vertical interval with limestones in the upper part of Shirokaplanina Formation. Section “Golyama Kratchina”; *c* – Medium- to thick-bedded limestones of the Cheshmichka Formation. Section “Cheshmichki dol”; *d* – Strongly bioturbated limestone of the Cheshmichka Formation. Section “Cheshmichki dol”

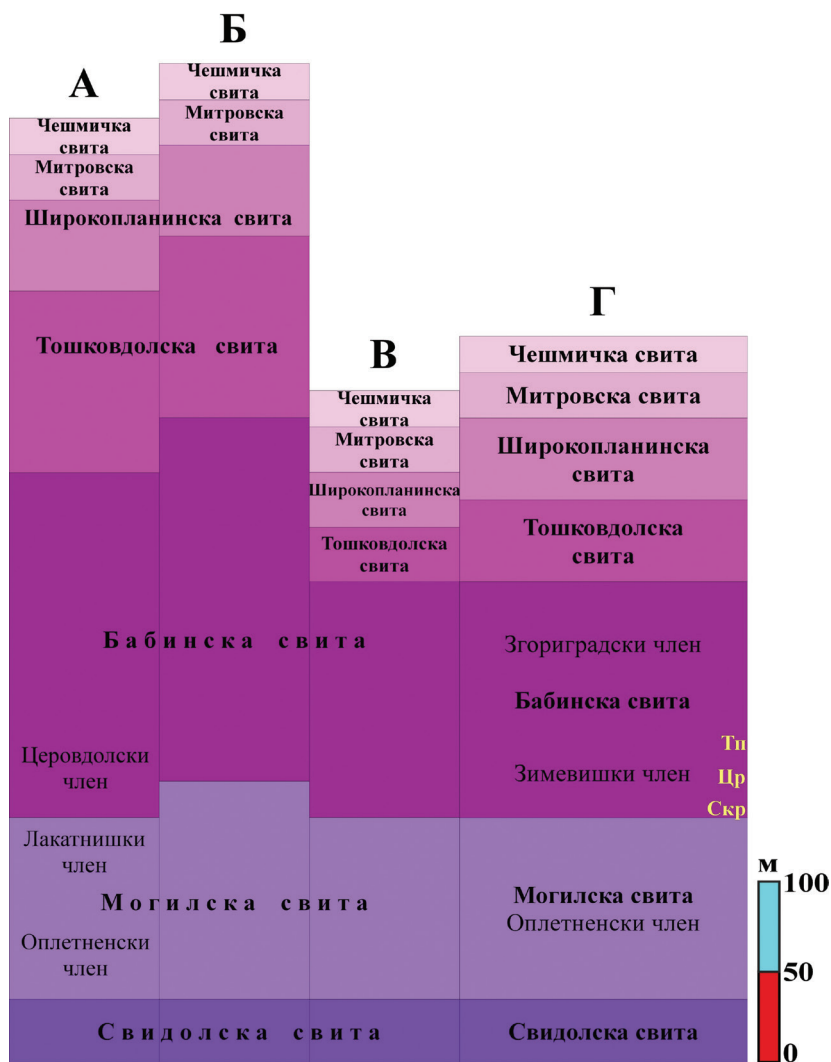
върху скали на Искърската карбонатна група с рязък литоложки контакт се разполагат кластични отложения на Мизийската група. Те са представени в основата си от дебели до няколко метра кварцови пясъчници, които принадлежат на Главашкия член на Комщицката свита (Тронков, 1969; Тронков, Монов, 1971; Чемберски, Вапцарова, 1979) или на Челюстнишката свита (Zagorchev, Budurov, 2007).



Най-източният разрез започва на около 2,5 km северно от с. Челюстница и продължава по дола на Челюстнишка бара. По степен на разкритост и представеност на литостратиграфските единици (с обща дебелина около 135 m) той показва близко сходство с разрези „Ражин дол“ и „Церов дол“. В горната доломитна част на Свидолската свита се наблюдават хоризонтална ламинация, пукнатини на изсъхване, фенестри запълнени с бистър карбонат, вагови празнини с големина до 2–3 cm (вероятно излужени нодули от евапорити) и плоски интракласти с дребночакълен размер. В долните нива на Могилската свита присъстват шест асиметрични цикли от варовици и доломити с дебелина варираща от 0,8 до 3,3 m. Характерни особености на варовиковите пластове, които изграждат базалната част на циклите, са локално проявени ерозионна долна повърхност и планарна къса слоестост, както и наличие на доломитни интракласти с псамитен до гравийен размер. Нагоре в разреза на същата единица са представени само варовици, като някои пластове показват следи от интензивна субхоризонтална биотурбация (доминирана от ихнотаксона *Planolites*), придаваща специфичен червеобразен изглед на горната пластова повърхност (вж. Chatalov, 2017a, Fig. 8). Най-горната пачка на Могилската свита включва предимно дебелопластови сиви скали (Табл. Ів), над които залягат тънкопластови, тъмносиви варовици на Зимевишкия член (Табл. Іг), с разположения в неговата основа Стрешеровски криноиден репер. Според Тронков (1973) най-горната част на Искърската карбонатна група в дола Челюстнишка бара е представена от глинести доломити на Чешмичката свита с дебелина 1 m, над които с нормална стратиграфска граница и рязък литоложки контакт следват кварцови пясъчници на Мизийската група. Новите данни обаче показват, че най-вероятно е налице тектонски контакт между варовици на Зимевишкия член (Церовдолски член по Тронков, 1973) и въпросните пясъчници (Главашки член), което е отбелязано също от Ангелов и др. (2007).

#### НОВИ ДАННИ ЗА СТРАТИГРАФИЯТА И ЛИТОЛОГИЯТА

На фигура 4 е представено сравнение между литостратиграфските схеми за Искърската карбонатна група по обобщени данни от други публикации и на базата на резултати от извършените нови теренни изследвания. Главната разлика спрямо предходните схеми се свежда до вътрешната подялба на някои свити на единици с по-нисък ранг. Така например, не са налице основания за отделянето на Лакатнишки член в Могилската свита, както се предлага от други автори (Ассерето, Чаталов, 1983; Тронков, 1995б). Освен това тук се възприема становището, че в обема на Бабинската свита ясно се обособяват два члена (Зимевишки и Згориградски), като в основата на първия се разполага Стрешеровският криноиден репер, а в неговата най-горна част се намират Теребратулните пластове. На свой ред, Церовдолският член на Тронков (1973) следва да бъде понижен в ранг на репер в рамките на Зимевишкия член, който



Фиг. 4. Сравнение между литостратиграфски схеми за Искърската карбонатна група в Белимелската ивица: А – обобщена по данни на Тронков, Монов (1971), Тронков (1973, 1995б) и Ангелов и др. (1995); Б – по Айданлийски (2007) и Ангелов и др. (2008); В – по Загорчев, Будуров (2009); Г – възприета в настоящето изследване

Тп – Теребратулни пластове; Цр – Цервовдолски репер; Скр – Стрешеровски криноиден репер. *Забележка:* Литостратиграфските единици са показани с техните максимални дебелини

Fig. 4. Comparison between lithostratigraphic schemes for the Iskar Carbonate Group in the Belimel strip: А – summarized from data of Тронков, Монов (1971), Тронков (1973, 1995б) and Ангелов и др. (1995); Б – after Айданлийски (2007) and Ангелов и др. (2008); В – after Загорчев, Будуров (2009); Д – adopted in the present study

Тп – Terebratula Beds; Цр – Tserovdol Marker; Скр – Streshero Crinoid Marker. *Note:* The lithostratigraphic units are shown with their maximum thicknesses.

има разпространение само в Белимелската ивица. Същевременно, отнасянето на Широкопланинската, Митровската и Чешмичката свита като членове на Васильовската свита (Чаталов, 1984; Ганев и др., 1986) се счита за недостатъчно обосновано, най-вече поради ясно различимите литоложки характеристики на трите единици в типовата им област.

Освен значителните несъответствия при измерените дебелини на някои свити в сравнение с данни от предишни публикации, изпъкват и редица различия спрямо съществуващите представи за техните граници, площно разпространение, вътрешен строеж, стратификация и литоложки състав. Допълнително се установяват и някои неотбелязани досега седиментни текстури, например, фенестрална, конкреционна, ерозионни размиви, имбрикация, ходове от заравяне, субхоризонтална биотурбация, пукнатини на изсъхване и хълмиста коса ламинация. Дебелината на Могилската свита не надхвърля 100 m (вж. Айданлийски, 2007; Ангелов и др., 2008), докато твърде завишените или занижените максимални дебелини на Бабинската, Тошковдолската и Широкопланинската свита (Тронков, 1973; Ангелов и др., 1995; Тронков, 1995б; Айданлийски, 2007; Ангелов и др., 2008; Загорчев, Будуров, 2009) възлизат съответно на около 130, 45 и отново 45 m. По този начин измерената максимална дебелина на Искърската карбонатна група (~400 m) е значително по-малка в сравнение с публикуваните данни (вж. Тронков, 1995б; Ангелов и др., 2008). Варовици на Могилската свита покриват навсякъде с рязка литоложка граница доломити на Свидолската свита, а долната част на първата единица се характеризира с присъствието на асиметрични варовиково-доломитни цикли, имащи различна дебелина. Между скалите на Могилската свита и Бабинската свита не се наблюдава литоложки преход (вж. Тронков, 1973, 1995б; Айданлийски, 2007), а само бързо намаляване на пластовата дебелина и промяна в цвета от сив към тъмносив. Аналогично между варовиците на Бабинската свита и Тошковдолската свита не е налице със литоложки преход (вж. Тронков, 1995б; Айданлийски, 2007), а единствено промяна в цвета (от сив към светлосив) и известно нарастване на пластовата дебелина. В обема на Тошковдолската свита и Широкопланинската свита не се установяват доломити (вж. Тронков, 1973), а доломитни варовици, като съответно няма основание разрезът на първата единица да бъде поделен на три литоложки различни пачки. В Широкопланинската свита ясно се открояват два вертикални интервала, като в долния участват предимно глинесто-карбонатни скали, а в горния преобладават по-чисти варовици. Само в един от изследваните разрези („Тошков дол“) се проследява директен контакт между скали на Чешмичката свита и Мизийската група (Главашки член), а в самата Чешмичка свита не могат да бъдат обособени три пачки, показващи различия в цвета и литоложкия състав (вж. Тронков, 1973). Същевременно в разрез „Челостнишка бара“ кварцовите пясъчници на Главашки член се разполагат с рязък, най-вероятно тектонски, контакт върху варовици на Бабинската свита. Накрая тук се подкрепя твърдението на Тронков, Монов (1971), че Широкопланинската и Митровската свита се разкриват в разрез „Тошков дол“, за разлика от показаното тяхно разпрос-

транение на Геоложката карта на Република България М 1:50 000 (Ангелов и др., 2008), но с допълнението, че в същия разрез присъстват и скали на Чешмичката свита.

#### МИКРОФАЦИАЛЕН АНАЛИЗ НА КАРБОНАТНИТЕ СКАЛИ

В рамките на изследвания интервал от триаската последователност бяха отделени 17 МФТ, чието вертикално разпределение е показано в таблица 3. Те са описани по-долу, следвайки порядък от промити към непромити и от зърново-поддържани към матрикс-поддържани структури (вж. също Чаталов, 2002,

Таблица 3  
Table 3

Разпределение на обособените МФТ по литостратиграфски единици или вертикални части от тях  
Distribution of the established MFT by lithostratigraphic units or vertical intervals of those units

	МФТ 1	МФТ 2	МФТ 3	МФТ 4	МФТ 5	МФТ 6	МФТ 7	МФТ 8	МФТ 9	МФТ 10	МФТ 11	МФТ 12	МФТ 13	МФТ 14	МФТ 15	МФТ 16	МФТ 17	
Чешмичка свита	⊕	⊕	⊕	⊕				⊕	⊕	○				○		○		
Митровска свита								●										
Широкопланинска свита – горна част	⊕	⊕	⊕	⊕				○	⊕									
Широкопланинска свита – долна част								○		●	○		○				○	
Тошковдолска свита	●	●			⊕					○				○			○	
Бабинска свита – Згориградски член			⊕	⊕				⊕	⊕		●	⊕					○	
Бабинска свита – Теребратулни пластове							●											
Бабинска свита – Зимевшишки член								⊕	⊕		⊕						⊕	
Могилска свита – нециклична част			⊕		⊕			⊕	○		●						⊕	
Могилска свита – долна циклична част	⊕							⊕	⊕								●	⊕
Свидолска свита – горна част													○			●		⊕

Използвани символи: ● – доминиращ, ⊕ – характерен, ○ – рядък

Used symbols: ● – dominant, ⊕ – common, ○ – rare

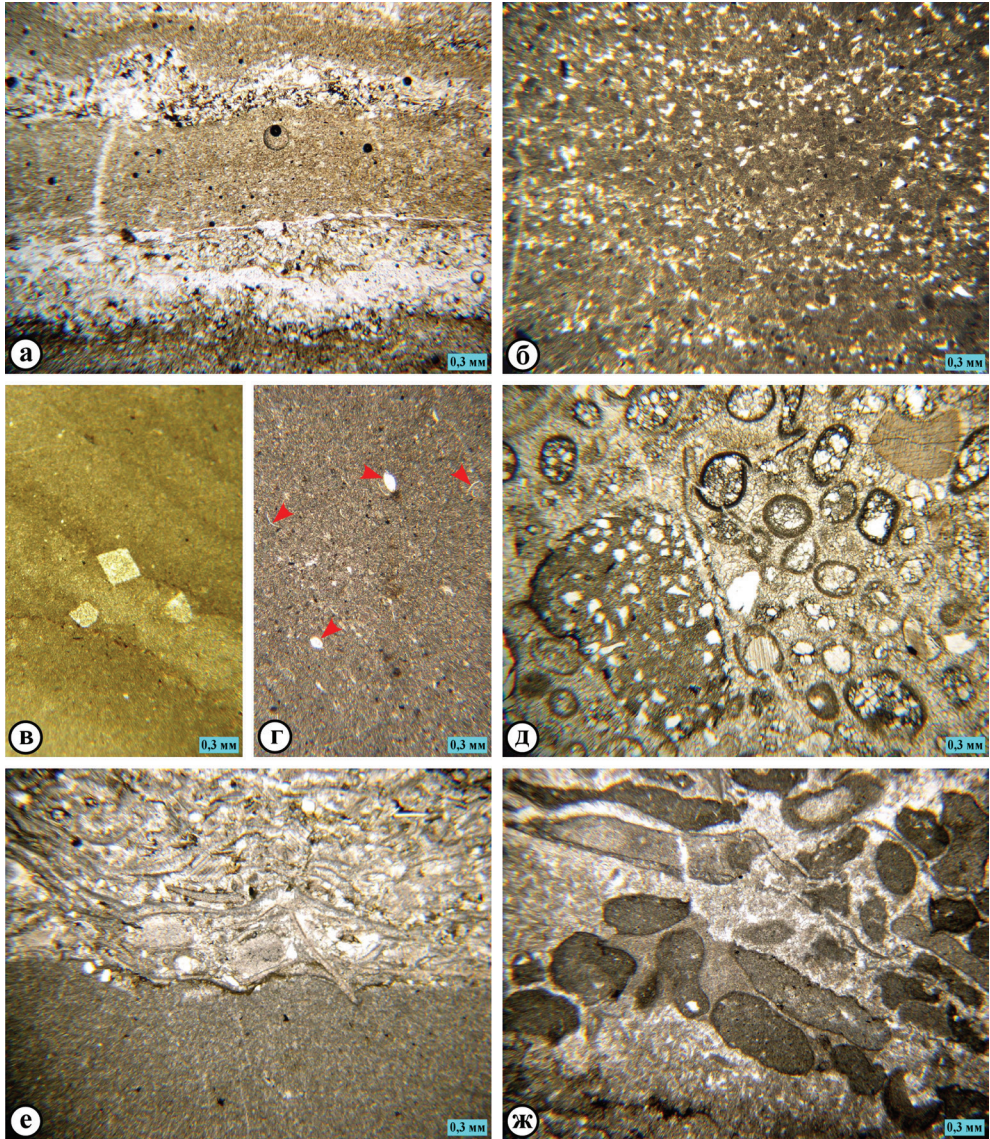
2010). По този начин съвкупно характеризираните МФТ включват представители на варовици и доломити от различни литостратиграфски единици. На свой ред, приложените илюстрации към текста са групирани във фототаблици по свити, членове и репери, което има за цел да представи последователно участието на обособените МФТ в отделните единици.

#### МФТ 1 ООИДЕН ГРЕЙНСТОУН

Представители на този широко разпространен МФТ се установяват в четири свити: Могилска, Тошковдолска, Широкопланинска и Чешмичка. Скалите се характеризират с присъствието на нормални и ембрионални ооиди, показващи различен вътрешен строеж (микритни, блокови, радиално влакнести, радиално спаритови), и имащи първично мономинерален (калцит) или биминерален (калцит и арагонит) състав (вж. Chatalov, 2005a, б). Ооидните ядра включват пелоиди, биодетрит, интракласти и по-рядко кластични кварцови зърна. Според относителното количество на други видове алохеми се обособяват следните микрофациални подтипове: ооидни, интракластично-ооидни, биокластично-ооидни и пелоидно-ооидни. В първия подтип ооидите най-често се отличават със среден размер около 0,3 mm и добра степен на сортировка (Табл. VIIa). Асоцииращите биокласти и интракласти са заоблени и умерено до добре сортирани (Табл. IXб), а на места показват и повишена степен на сферичност. Типични за Широкопланинската свита са биокластично-ооидните грейнстоуни/пакстоуни, т. е. седименти с полупромита структура (Табл. VIIIв). Във втория подтип интракластите имат разнообразен строеж (Табл. IVд), като често произхождат от ооидни пакстоуни (Табл. VIIб). В пелоидно-ооидните грейнстоуни пелоидите се характеризират със субсферични очертания и вероятно част от тях представляват дребни микритизирани ооиди. Оолитните варовици съдържат морски фреатични спойки с влакнеста или листовидна (*bladed*) морфология.

#### МФТ 2 ИНТРАКЛАСТИЧЕН ГРЕЙНСТОУН

Вторият МФТ е също масово застъпен в триаския разрез, като се установява в следните литостратиграфски единици: Могилска свита, Згориградски член на Бабинската свита, Тошковдолска свита, Широкопланинска свита и Чешмичка свита. Интракластите се отличават с разнообразен вътрешен строеж и произхождат от различни пакстоуни, вакстоуни и мадстоуни. Някои от тях наподобяват агрегатни зърна от синседиментационно свързани пелоиди и/или ооиди (вж. също Chatalov, 2016, fig. 7d, f). Присъствието на други алохеми дава основание да се отделят следните подтипове: интракластични, ооидно-интракластични, биокластично-интракластични, ооидно-биокластично-интракластични и пелоидно-интракластични. Първият е типичен за Тошковдолската (Табл. VIIв) и Широкопланинската свита, като в някои скали интракластите



достигат размери до 3 mm (Табл. VIIIг). В част от тези грейнстоуни се наблюдават запълнени със спойка фенестрални пори, подобни на описаните в Тошковдолската свита от Гранитовската ивица (Chatalov, 2009). В повечето подтипове интракласите са предимно заоблени и умерено до добре сортира-

#### ТАБЛИЦА IV

МФТ в Свидолската свита (*a–e*) и Могилската свита (*z–ж*): *a* – Ламиниран пясъчлив мадстоун с редуващи се глинесто-карбонатни и пясъчливи ламини; *b* – Ламиниран пясъчлив пелоиден вакстоун; *e* – Доломадстоун с псевдоморфози по евапоритен минерал; *z* – Доломадстоун с единични останки от остракоди (стрелки); *d* – Интракластично-ооиден грейнстоун с голям интракласт от пясъчлив мадстоун; *e* – Ламина от мадстоун граничеща с ламина от биокластичен пакстоун; *ж* – Интракластичен пакстоун/вакстоун, в който някои интракласти имат идентична структура със съдържащата ги скала. *Забележка*: Всички микрофотографии са заснети без анализатор

#### PLATE IV

MFT in the Svidol Formation (*a–c*) and Mogilata Formation (*d–g*): *a* – Laminated sandy mudstone with alternating clayey-carbonate and sand-rich laminae; *b* – Laminated sandy peloidal wackestone; *c* – Dolomudstone with pseudomorphs after evaporite mineral; *d* – Dolomudstone with scarce ostracods (arrows); *e* – Intraclastic-oidal grainstone with large intraclast derived from sandy mudstone; *f* – Mudstone lamina bounding on lamina of bioclastic packstone; *g* – Intraclastic packstone/wackestone in which some intraclasts have identical texture to the surrounding rock. *Note*: All microphotographs are in plane-polarized light

---

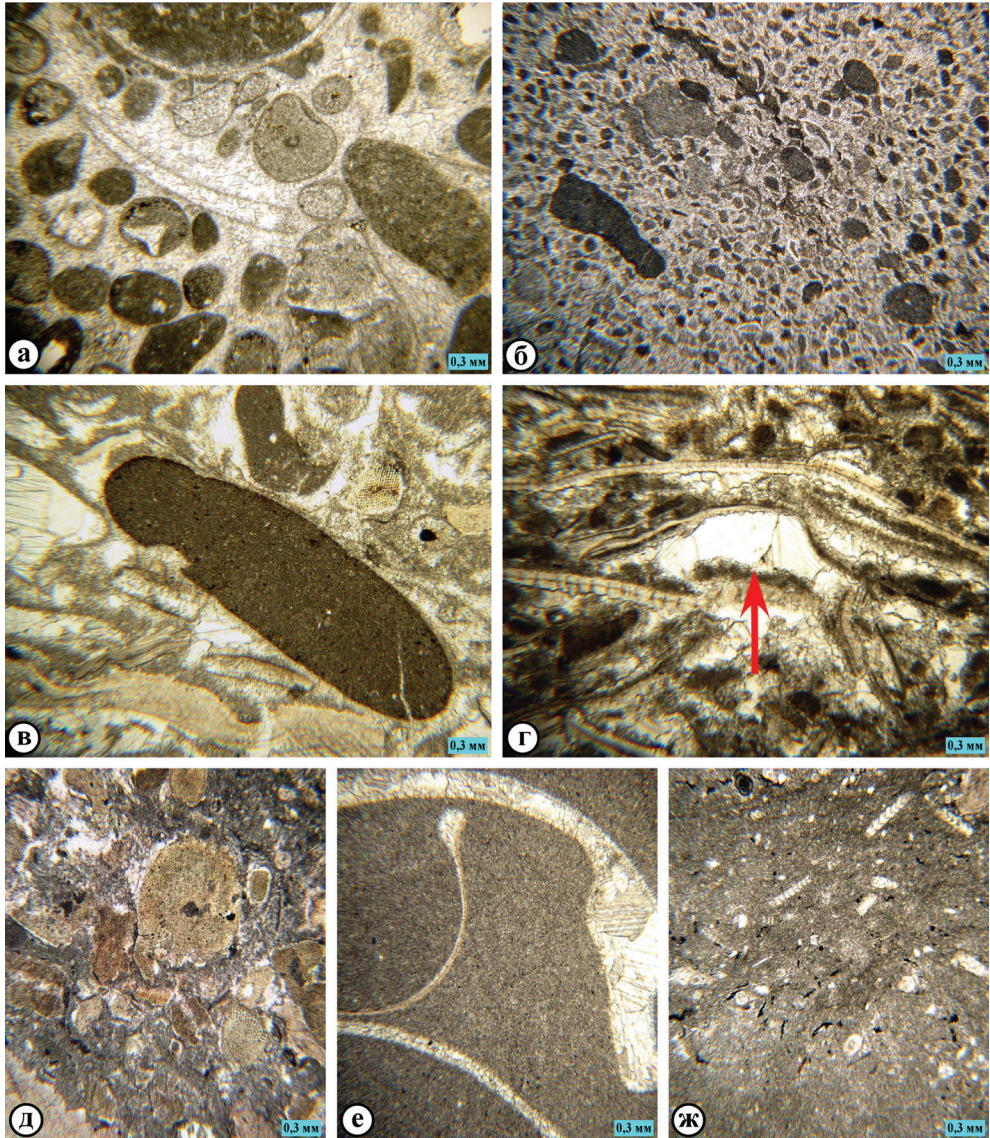
ни, като локално показват и повишена степен на сферичност. Биокластите са представени преобладаващо от бивалвии, гастроподи и криноиди (Табл. Va, VIIg). В последния подтип интракластите имат аналогичен вътрешен строеж с асоцииращите пелоиди, и следователно, поне част от тези пелоиди представляват раздробени интракласти.

#### МФТ 3 БИОКЛАСТИЧЕН ГРЕЙНСТОУН

Този относително слабо представен МФТ се установява в горните нива на Згориградския член и на Широкопланинската свита, както и в Чешмичката свита. При него се обособяват три подтипа – биокластични, интракластично-биокластични и ооидно-биокластични грейнстоуни. Доминиращите биокласти най-често присъстват под формата на детрит и са представени главно от дебелочерупчести бивалвии и гастроподи плюс криноиди. Скелетните останки са добре заоблени и умерено до добре сортирани (Табл. VIe, VIIe, IXv), като същото се отнася и за асоцииращите интракласти. На места биокластите се характеризират с микритни обвивки, т. е. представляват кортоиди. В скалите се наблюдават влакнеста и листовидна спойка плюс синтаксиални обраствания около фрагменти от бодлокожи. Конкретно ооидно-биокластичните варовици на Чешмичката свита се отличават с полупромита структура.

#### МФТ 4 ПЕЛОИДЕН ГРЕЙНСТОУН

Сравнително редките пелоидни грейнстоуни се разделят на три подтипа: пелоидни (Чешмичка свита), интракластично-пелоидни (Могилска свита) и



биокластично-пелоидни (Широкопланинска свита). В първия подтип се наблюдава силна прекристализация на добре сортирани пелоиди, повечето от които са причислени към този вид алохеми най-вече по своята форма и размер. За интракластично-пелоидните грейнстоуни са характерни висока степен на механично уплътнение, тънка изопакитна спойка около алохемите и голяма



## ТАБЛИЦА V

МФТ в най-горната част на Могилската свита (*a, б*) и Зимевишкия член на Бабинската свита (*в-ж*): *a* – Биокластично-интракластичен грейнстоун с добре заоблени алохеми; *б* – Интракластично-пелоиден грейнстоун с интракласти от мадстоуни; *в* – Биокластично-интракластичен пакстоун (темпестит); *г* – Бивалвийно-брахиоподен пакстоун (темпестит) със заслоняващи ефекти и геопални образувания под по-едрите черупки (стрелка); *д* – Криноиден вакстоун (Стрешеровски криноиден репер); *е* – Бивалвиен вакстоун; *ж* – Остракодно-фораминиферен мадстоун. *Забележка*: Всички микрофотографии са заснети без анализатор, а дюншлифът от кадър *д* е третиран с оцветителен разтвор (калцит – бледорозово до бледолилаво)

## PLATE V

MFT in the uppermost part of Mogilata Formation (*a, b*) and the Zimevitsa Member of Babina Formation (*c-g*): *a* – Bioclastic-intraclastic grainstone with well rounded allochems; *b* – Intraclastic-peloidal grainstone with mudstone intraclasts; *c* – Bioclastic-intraclastic packstone (tempestitute); *d* – Bivalve-brachiopod packstone (tempestitute) showing shelter effects and geopetal fabrics below the larger shells (arrows); *e* – Crinoid wackestone (Streshero Crinoid Marker); *f* – Bivalve wackestone; *g* – Ostracod-foraminifer mudstone. *Note*: All microphotographs are in plane-polarized light; the thin-section from *d* is stained (calcite – pale pink to mauve)

---

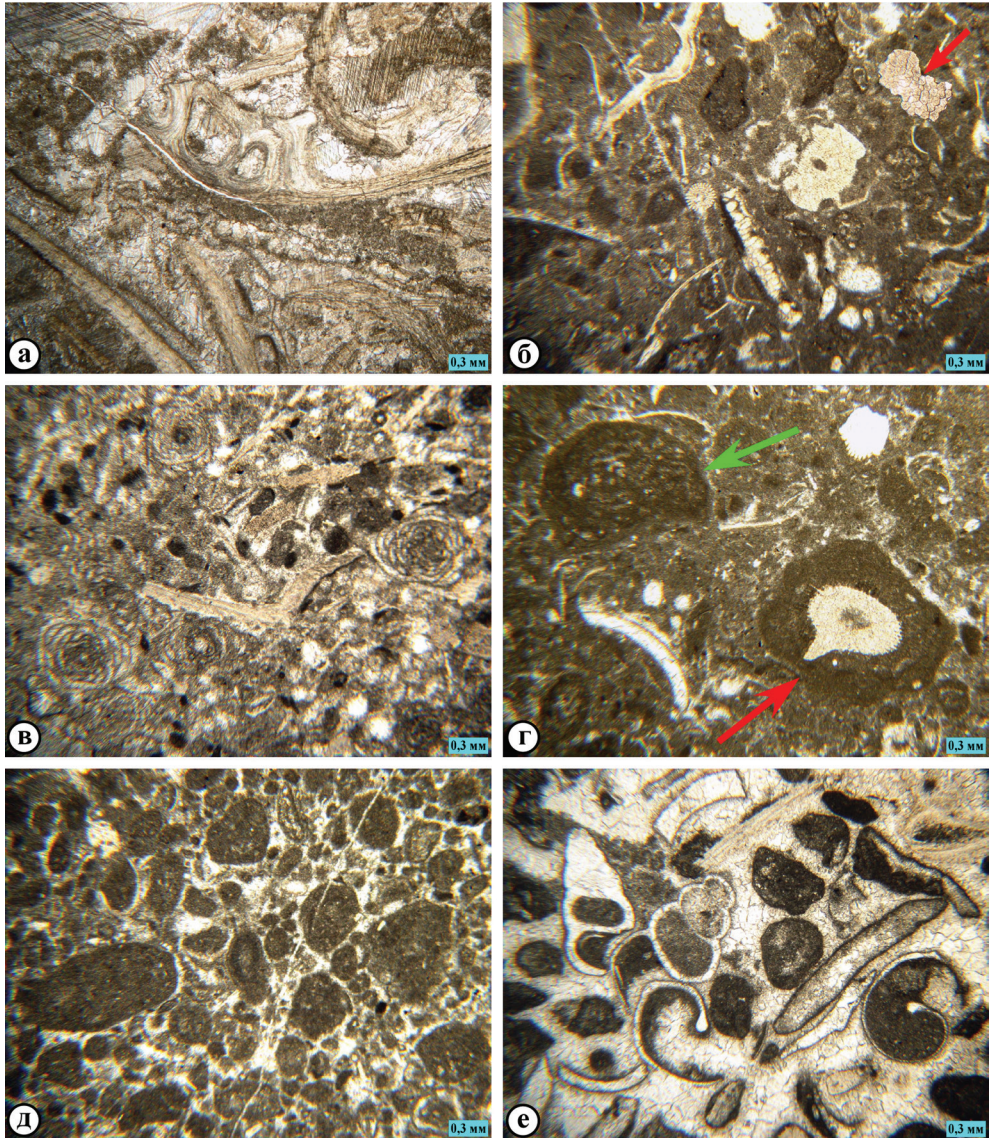
разлика в размера между пелоидите и интракластите, което улеснява тяхната диагностика (Табл. Vб). В третия подтип фосилните останки са често микритизирани и това предполага, че част от присъстващите пелоиди представляват бивши малки заоблени биокласти (Табл. VIIIд).

### МФТ 5 ДАЦИКЛАДАЦЕН РУДСТОУН, ГРЕЙНСТОУН И ПАКСТОУН

Дацикладацейни варовици се установяват единствено в Тошковдолската свита и могат да бъдат обединени в един МФТ (вж. Чаталов, 2002, табл. II, 1; Chatalov, 2016, fig. 7a). Наблюдаваните различия се свеждат до големината и запазеността на скелетите от зелени водорасли, както и присъствието на матрикс или спойка. За разлика от пакстоуните, в грейнстоуните доминират дезинтегрирани останки от дацикладацей с различен размер и форма, често показващи повишена степен на заобленост, сферичност и сортировка (Табл. VIIIд). Този скелетен детрит асоциира с променливо количество интракласти, пелоиди и други биокласти (гастроподи, бивалвии, фораминифери, остракоди). Част от пелоидите вероятно представляват микритизирани водораслови фрагменти. В някои варовици се наблюдават фенестрални образувания с геопално запълване, съдържащи вадозен (кристален) алевроит (Табл. VIIе).

### МФТ 6 БРАХИОПОДЕН РУДСТОУН И ФЛОУТСТОУН

Варовиците, отнесени към следващия МФТ, изграждат почти самостоятелно Теревратулните пластовете в Бабинската свита. Тези скали съдържат голя-



мо количество неразчленени и/или съчленени черупки от брахиоподи (също и бивалвии) с широко вариращи размери и степен на сортировка (Табл. VIa). Според големината и количеството на биокластите, както и характера на структурно поддържане, се обособяват рудстоуни и флоутстоуни, без двата подтипа

## ТАБЛИЦА VI

МФТ в Теребратулните пластове (*a*) и Згориградския член (*b–e*) на Бабинската свита: *a* – Брахиоподен рудстоун; *b* – Пелоидно-интракластично-биокластичен вакстоун (напречен пререз на бивалвиен фрагмент с призматичен строеж – стрелка); *c* – Полибиокластичен пакстоун, показващ локален преход към матрикс-поддържана структура; *d* – Пелоидно-биокластично-онкоиден вакстоун (поростроматен онкоид с *Girvanella* – зелена стрелка, спонгиостроматен онкоид – червена стрелка); *e* – Пелоидно-интракластичен пакстоун; *f* – Интракластично-биокластичен грейнстоун. *Забележка*: Всички микрофотографии са заснети без анализатор

## PLATE VI

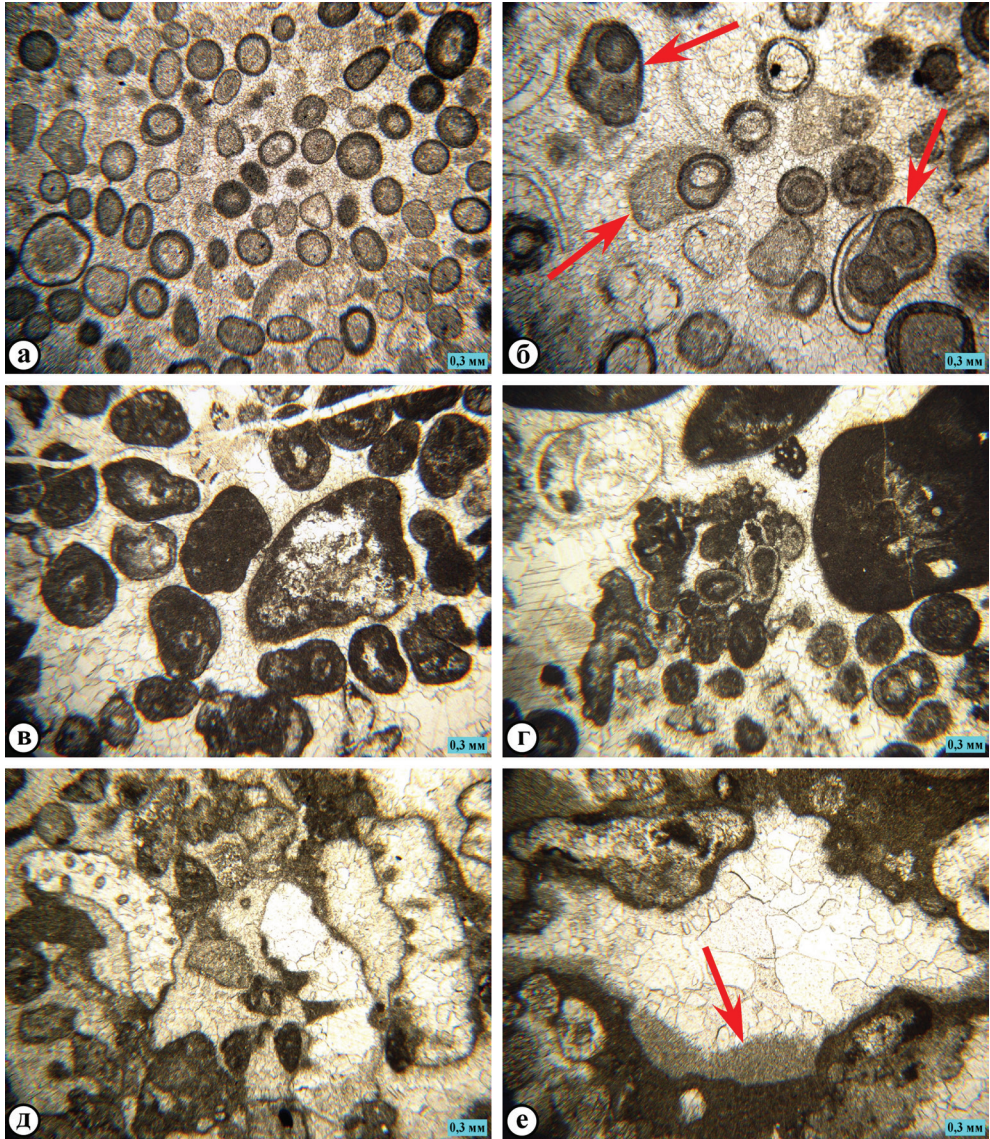
MFT in the Terebratula Beds (*a*) and Zgorigrad Member (*b–f*) of Babina Formation: *a* – Brachiopod rudstone; *b* – Peloidal-intraclastic-bioclastic wackestone (transverse section of bivalve fragment with prismatic fabric – arrow); *c* – Polybioclastic packstone showing local transition to matrix-supported fabric; *d* – Peloidal-bioclastic- oncoidal wackestone (porostromata oncoid with *Girvanella* – green arrow, spongiostromata oncoid – red arrow); *e* – Peloidal-intraclastic packstone; *f* – Intraclastic-bioclastic grainstone. *Note*: All microphotographs are in plane-polarized light

---

да показват закономерност при вертикалното си разпределение. Специфична характеристика са инфилтрационните образувания под разчленени брахиоподни черупки с изпъкнали нагоре валви, които представляват т. нар. заслоняващ ефект (*shelter effect*). Той се изразява в наличието на подстилащ микритен матрикс, който преминава възходящо в блокова спойка, запълнила по-късно остатъчната празнина. Геоптално запълване се наблюдава по-рядко във вътрешността на някои съчленени брахиоподни черупки.

## МФТ 7 ИНТРАКЛАСТИЧЕН ПАКСТОУН И ВАКСТОУН

Този рядък МФТ се установява само в проби от Могилската свита и в двата члена на Бабинската свита. В него условно са обединени скали с матрикс- и зърново-поддържана структура както поради изявеното сходство между тях, така и поради честите преходи наблюдавани в рамките на даден дюншлиф. Отделените подтипове включват интракластични, пелоидно-интракластични и биокластично-интракластични пакстоуни и вакстоуни. За разлика от МФТ 2 интракластите произхождат предимно от мадстоуни, макар да са налице и дезинтегрирани интракластични пакстоуни или вакстоуни, т. е. фрагменти със същата структура, каквато има съдържащата ги скала (Табл. IVж). Други различия спрямо грейнстоуните се свеждат до широко променливите размери и морфология на интракластите, както и по-ниската им степен на сортировка. В тези седименти най-често присъстват само пелоиди, които вероятно представляват по-дребни интракласти (Табл. VIд). Специфични конкретно за Зимевишкия член са биокластично-интракластичните пакстоуни, в които слабо сортирани интракласти с големина до няколко сантиметра, добра заобленост и предимно



пласка форма асоциират с биокласти от молюски и бодлокожи, които са претърпели интензивна преработка (Табл. Vv). В същите скали анизометричните алохеми показват на места слабо изразен заслоняващ ефект. Биокластично-интракластичните вакстоуни са характерни за Згориградския член, като в тях се наблюдава селективна доломитизация на глинесто-карбонатния матрикс.

## ТАБЛИЦА VII

МФТ в Тощковдолската свита: *a* – Добре сортиран ооиден грейнстоун; *b* – Интракластично-ооиден грейнстоун с оолитни интракласти (стрелки); *в* – Интракластичен грейнстоун; *г* – Биокластично-интракластичен грейнстоун с оолитни и микритни интракласти; *д* – Дацикладацееен грейнстоун с водораслов детритус; *e* – Фенестрална пора с геоптално запълване от вадозен алеврит (стрелка) и блокова спойка в дацикладацееен грейнстоун. *Забележка*: Всички микрофотографии са заснети без анализатор

## PLATE VII

MFT in the Toshkovdol Formation: *a* – Well sorted ooidal grainstone; *b* – Intraclastic-ooidal grainstone with oolitic intraclasts (arrows); *c* – Intraclastic grainstone; *d* – Bioclastic-intraclastic grainstone with oolitic and mudstone intraclasts; *e* – Dacycladacean grainstone with algal detritus; *f* – Fenestral pore showing geopetal fill with vadose silt (arrow) and blocky cement in dacycladacean grainstone. *Note*: All microphotographs are in plane-polarized light

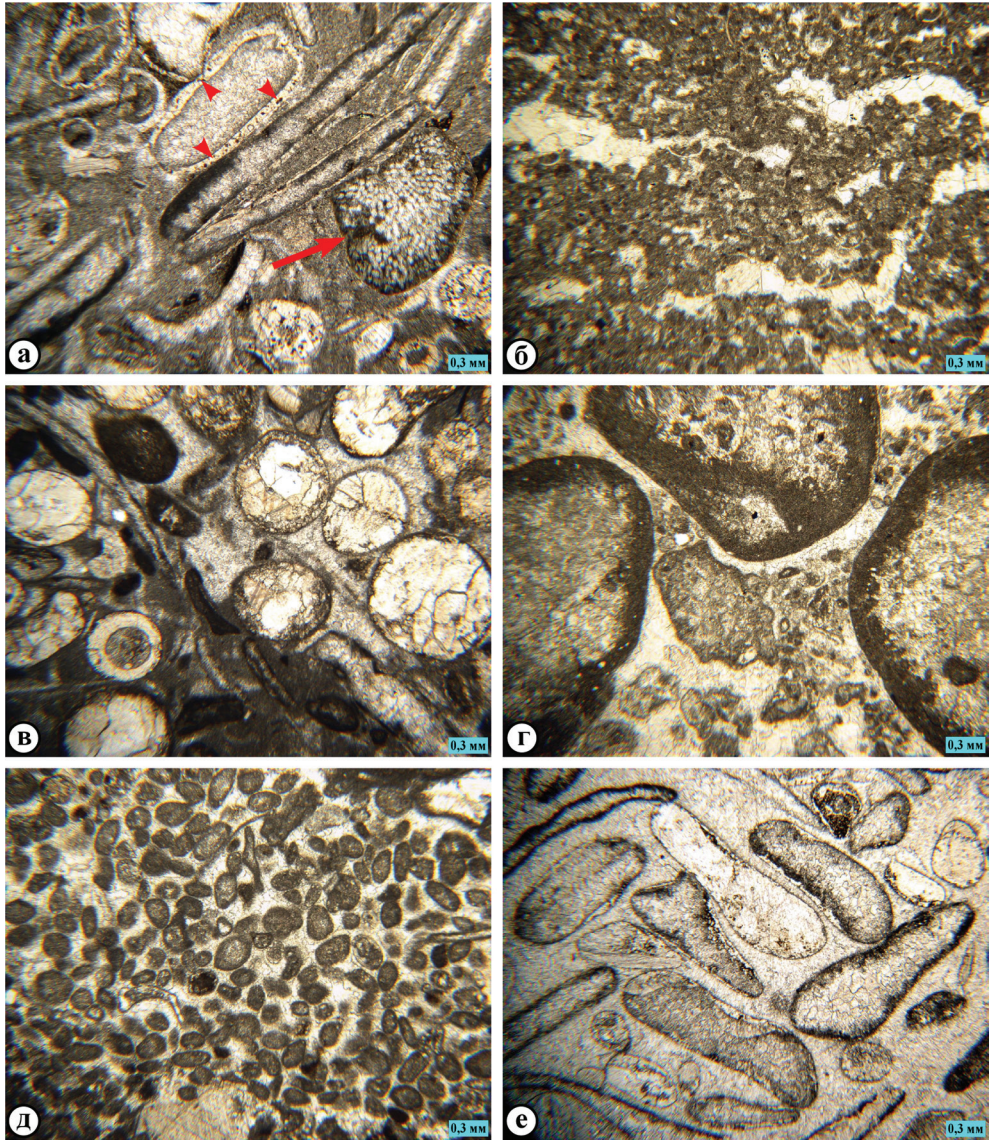
---

## МФТ 8 БИОКЛАСТИЧЕН ПАКСТОУН

Следващият МФТ е типичен за Могилската свита, цялата Бабинска свита, Чешмичката свита и в по-малка степен за Широкопланинската свита. В него са обособени подтиповете бивалвийно-брахиоподен, бивалвийно-гастроподен, полибиокластичен, интракластично-биокластичен и ооидно-биокластичен пакстоун, а единствената проба, взета от Митровската свита, представлява бивалвиен пакстоун (Табл. IXa). Първият подтип се установява единствено в Зимевишкия член и се отличава с предимно субпаралелна ориентация на разчленени черупки (брахиоподи и бивалвии) и често срещан заслоняващ ефект (Табл. VIг). Полибиокластичният подтип включва фосилна асоциация с променливи количества бивалвии, гастроподи, криноиди, ехиниди, бризоии, брахиоподи, фораминифери и остракоди (Табл. IVe, VIв, IXд). Специфични са ооидно-биокластичните пакстоуни на Широкопланинската свита, в които част от ооидите имат ядра от заоблени биокласти (Табл. VIIIa). Конкретно за варовиците на Бабинската свита са характерни и фосфатни останки от гръбначни (вероятно зъби от риби). За целия МФТ съотношението между цели черупки и биодетрит, както и степента на заобленост и сортировка, варират в твърде широки граници. Нередки са преходите от зърново-към матрикс-поддържана структура в рамките на един дюншлиф. Единствено в пакстоуни от Згориградския член се наблюдават частична доломитизация и присъствие на дребни кремъчни конкреции.

## МФТ 9 ПЕЛОИДЕН ПАКСТОУН

Този относително рядък МФТ включва пелоидни (Чешмичка свита) и интракластично-пелоидни (Широкопланинска свита) пакстоуни. Като обща характеристика на двата подтипа се явява високата степен на сортировка на



пелоидите, които показват субсферична и слабо удължена форма (Табл. IXг). Същевременно главната разлика между тях се свежда до това, че варовиците на Широкопланинската единица съдържат интракласти с големина до 1 mm, имащи също структура на пелоидни пакстоуни.

## ТАБЛИЦА VIII

МФТ в долната (*a, б*) и горната част (*в-е*) на Широкопланинската свита: *a* – Ооидно-биокластичен пакстоун (малки стрелки – ооидна обвивка около бивалвиен биокласт, голяма стрелка – фрагмент от червено водорасло *Solenopora*); *б* – Фенестрален пелоидно-остракоден вакстоун; *в* – Биокластично-ооиден грейнстоун/пакстоун; *г* – Интракластичен грейнстоун; *д* – Биокластично-пелоиден грейнстоун; *е* – Интракластично-биокластичен грейнстоун с висока степен на заобленост и сортировка на алохемите. *Забелжка*: Всички микрофотографии са заснети без анализатор

## PLATE VIII

MFT in the lower part (*a, b*) and upper part (*c-f*) of Shirokaplanina Formation: *a* – Ooidal-bioclastic packstone (small arrows – ooid cortex around bivalve bioclast, big arrow – fragment from red alga *Solenopora*); *b* – Fenestral peloidal-ostracod wackestone; *c* – Bioclastic-ooidal grainstone/packstone; *d* – Intraclastic grainstone; *e* – Bioclastic-peloidal grainstone; *f* – Intraclastic-bioclastic grainstone with well rounded and well sorted allochems. *Note*: All microphotographs are in plane-polarized light

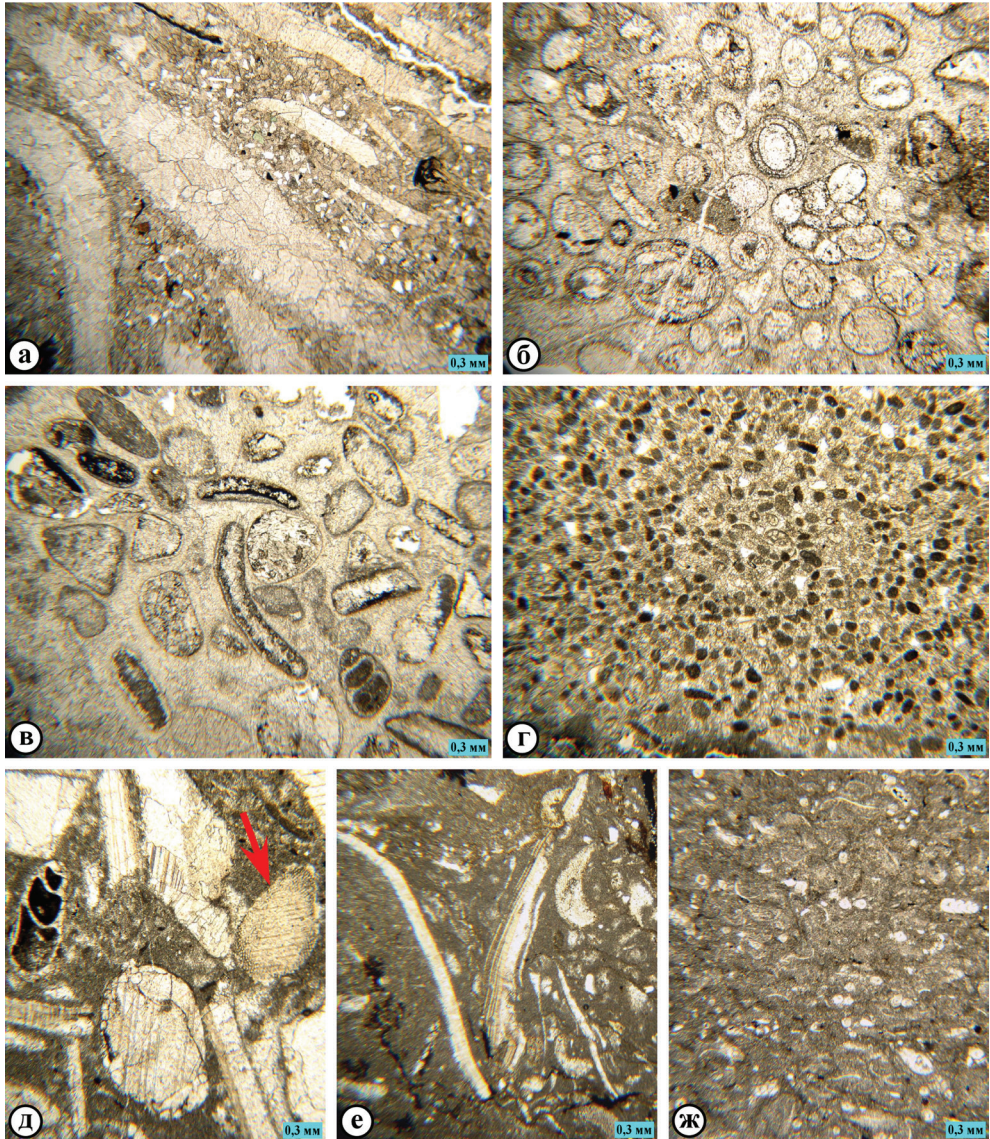
---

### МФТ 10 БИОКЛАСТИЧЕН ВАКСТОУН

Биокластичните вакстоуни са широко застъпени в Могилската, Бабинската и Широкопланинската свита (долна част), като се установяват по-рядко в Тошковдолската и в Чешмичката свита. В тези скали присъстват както цели черупки, така и биодетрит, най-често с неравномерно подреждане в скалната структура. Фосилната асоциация е аналогична на биокластичните пакстоуни, но за разлика от тях степента на сортировка и заобленост на скелетните останки е видимо по-ниска. На места се наблюдават преходи към зърново-поддържана структура. Част от биокластите са засегнати от микробиална микритизация, а други са инкрустирани от фораминифери. В Широкопланинската свита се наблюдават редки онкоиди с ядра от биокласти, както и останки от червени водорасли (*Solenopora*). Асоцииращите пелоиди най-вероятно представляват в по-голямата си част дребни микритизирани биокласти. На базата на количественото присъствие на определени фосили, както и на други видове алохеми, могат да бъдат обособени следните подтипове: бивалвийно-гастроподни (Табл. Vе), остракодно-фораминиферни, криноидни (Табл. Vд), полибиокластични (Табл. IXе), пелоидно-интракластично-биокластични (Табл. VIб), онкоидно-биокластични и ооидно-биокластични вакстоуни. Специфични примеси в карбонатния матрикс на повечето варовици от Широкопланинската свита са псамитни и алевроитни кластични зърна, както и глинесто вещество.

### МФТ 11 ОНКОИДЕН ВАКСТОУН

Онколитни варовици присъстват сравнително често в средните нива на Згориградския член и само спорадично в долната част на Широкопланинската свита. Те се характеризират с матрикс-поддържана структура и участието на



биокласти (молуски, бодлокожи, брахиоподи, бризои, фораминифери) плус дребни пелоиди, което дава основание да се отделят два подтипа: биокластично-онкоиден и пелоидно-биокластично-онкоиден вакстоун. Наблюдаваните различия се свеждат до големината, целостта, формата, строежа и сортировката



## ТАБЛИЦА IX

МФТ в Митровската свита (*a*) и Чешмичката свита (*б-ж*): *a* – Бивалвиен пакстоун; *б* – Ооиден грейнстоун; *в* – Интракластично-биокластичен грейнстоун с висока степен на заобленост и сортировка на алохемите; *г* – Пелоиден пакстоун; *д* – Биокластичен пакстоун с детритус от бивалви плюс единични гастроподи и криноиди (стрелка); *е* – Биокластичен вакстоун; *ж* – Фораминиферно-остракоден мадстоун. *Забележка*: Всички микрофотографии са заснети без анализатор

## PLATE IX

MFT in the Mitrovtsi Formation (*a*) and Cheshmichka Formation (*b-g*): *a* – Bivalve packstone; *b* – Ooidal grainstone; *c* – Intraclastic-bioclastic grainstone with well rounded and well sorted allochems; *d* – Peloidal packstone; *e* – Bioclastic packstone with bivalve detritus plus scarce gastropods and crinoids (arrow); *f* – Bioclastic wackestone; *g* – Foraminifer-ostracod mudstone. *Note*: All microphotographs are in plane-polarized light

---

на онкоидите. Установяват се както поростроматни (съдържащи скелетни останки на *Girvanella*), така и спонгиостроматни обвивки (Табл. VIг). Размерите на тези алохеми са по-малки или по-големи от 2 mm, и следователно, могат да се разграничат микро- и макроонкоиди според класификацията предложена от Peryt (1983). Онкоидните ядра се представени почти изцяло от биокласти, най-често криноиди и бивалвии, но също така бриозои и брахиоподи. В част от варовиците на Згориградския член присъстват единични микростроматолити с размери до 2 mm, чийто вътрешен строеж не се различава от този на онкоидните обвивки.

### МФТ 12 ЛАМИНИРАН ПЕСЪЧЛИВ ПЕЛОИДЕН ВАКСТОУН

Това е много рядък МФТ, който се установява единствено във варовици на Свидолската свита. Той се различава от ламинираните песъчливи (доло)мадстоуни (*вж. по-долу*) по присъствието на дребни, умерено до добре сортирани пелоиди (Табл. IVб). Тези алохеми заедно с асоцииращите кластични зърна (главно монокристален кварц) оформят слабо изразена хоризонтална ламинация в скалите.

### МФТ 13 ФЕНЕСТРАЛЕН ПЕЛОИДНО-ОСТРАКОДЕН ВАКСТОУН

Следващият МФТ се установява само в една проба от долната част на Широкопланинската свита. Варовиците се характеризират с присъствието на субпаралелни ламиноидни фенестри, достигащи дължина 1 mm и дебелина 0,3 mm, които са запълнени с блокова калцитна спойка (Табл. VIIIб). Микритният матрикс съдържа променливо количество дребни пелоиди и единични разчленени черупки на остракоди.

#### МФТ 14 ООИДЕН МАДСТОУН

Това е много рядък МФТ само в обема на Тошковдолската и Чешмичката свита. Варовиците са изградени от микритен матрикс и единични, слабо сортирани, микритни ооиди (вж. Чаталов, 2002, табл. II, 5).

#### МФТ 15 ЛАМИНИРАН ПЕСЪЧЛИВ (ДОЛО)МАДСТОУН

Песъчливи (доло)мадстоуни се установяват единствено в Свидолската свита и се отличават с най-често хаотично разпръснати фино- до дребнопсамитни зърна сред микритния матрикс. Кластичният компонент включва предимно кварц и по-малко фелдшпати и бяла слюда. В други случаи зърна с по-голям размер (среден до едър псамит) са концентрирани в отделни ламини, имащи различна и често променлива дебелина, както и праволинейни до вълновидни очертания (Табл. IVa). Глинести и алевритови примеси присъстват допълнително както сред микрита, така и в песъчливите прослойки. Приложените оцветителни реакции показват, че карбонатната част от скалата е изградена или от калцит, или от доломит.

#### МФТ 16 МАДСТОУН

Този МФТ е характерен за варовици на Могилската свита, двата члена на Бабинската, Тошковдолската, Широкопланинската свита (долна част) и Чешмичката свита. Появата на фосилни останки в количество от <1 до 10% позволява да се отделят условно два подтипа: същински мадстоуни (Табл. IVe) и биокластични мадстоуни. В скалите присъстват остракоди, фораминифери и тънкочерупчести бивалвии (Табл. Vж), чиято ориентировка в дадени случаи оформя слабо изразена хоризонтална ламинация (Табл. IXж). В някои мадстоуни на Чешмичката свита се проследяват селективно доломитизирани ходове от заравяне. Във варовици на Тошковдолската свита се наблюдават единични геоптално запълнени фенестри, чийто размер достига около 3 mm. Разположеният в тяхната основа вадозен (кристален) алеврит преминава възходящо чрез рязка граница в блокова калцитна спойка (вж. Чаталов, 2002, табл. II, 6). Други строежни елементи в мадстоуните са автогенен пирит, стилолити, шевове на разтваряне, калцитни и доломитни жилки.

#### МФТ 17 ДОЛОМАДСТОУН С ИЛИ БЕЗ ЕВАПОРИТНИ ПСЕВДОМОРФОЗИ

Последният МФТ се установява в Свидолската свита и долните нива на Могилската свита. Скалите от първата единица съдържат редки доломитни псевдоморфози по евапоритен минерал – вероятно гипс (Табл. IVв). Сред доломитния матрикс могат да присъстват единични остракодни биокласти (Табл. IVг).

## ИНТЕРПРЕТАЦИЯ НА СЕДИМЕНТАЦИОННИТЕ ОБСТАНОВКИ

В този раздел условията на седиментационната среда са интерпретирани поотделно за съответните литостратиграфски единици, като получените резултати от микрофациалния анализ са дискутирани заедно с някои данни от извършените теренни наблюдения.

### СВИДОЛСКА СВИТА

Малкото на брой проби от тази свита произхождат изцяло от нейните горни карбонатни нива, които се разкриват в разрези „Ражин дол“, „Церов дол“, „Голяма Кратчина“ и „Челюстнишка бара“. Макроскопските характеристики на скалите насочват към интерпретация на седиментационната обстановка като аридна приливно-отливна равнина (вж. Chatalov et al., 2015). Този извод се подкрепя от обособените МФТ, включващи ламинирани пясъчливи (доло) мадстоуни и пелоидни вакстоуни плюс доломатстоуни с евапоритни псевдоморфози (табл. 3). Седиментацията се е отличавала главно с образуване на варовити тини, които са били преобладаващо доломитизирани през ранната диagenеза. Утайконатрупването е протичало чрез физикомеханично отлагане от суспензия и/или химично утаяване от разтвор в условията на слаба придънна хидродинамика, имайки за резултат оформянето на масивни и ламинирани карбонатни пластове. Съвсем плитководният характер на седиментите се подчертава от наблюдаваните пукнатини на изсъхване, фенестри и плоски доломитни интракласти с локална имбрикация, доказващи периодично осушаване съпроводено с вътрешнобасейнова ерозия. Повишената соленост е способствала за ограничен растеж на евапоритни кристали и агрегати, по-късно излужени или заместени псевдоморфно от раннодиагенетичен доломит. Неблагоприятните условия на средата не са позволили развитието на флора и фауна с карбонатен скелет. Притокът на силицикластичен материал е бил почти постоянен, но с променливо количество. Отделни импулси в теригенната доставка са довели до формирането на пясъчливи и алевропелитни ламини, набогатени в различна степен с карбонат. Високата минераложка зрялост на силицикластичния компонент е показателна за това, че неговият произход е бил свързан с ерозия и транспорт главно на рециклиран материал от седиментни скали.

### МОГИЛСКА СВИТА

Многобройните проби взети от тази единица в разрези „Ражин дол“, „Церов дол“, „Голяма Кратчина“ и „Челюстнишка бара“ дават ясна представа за вертикалното разпределение на МФТ, които включват ооидни грейнстоуни, интракластични грейнстоуни, пелоидни грейнстоуни, интракластични пакстоуни и вакстоуни, биокластични пакстоуни, биокластични вакстоуни, мадстоуни и доломатстоуни. Долната част на Могилската свита се отличава с циклично

редуване на варовици, имащи зърново-поддържана структура, биокластични вакстоуни плюс мадстоуни и доломатстоуни, които изграждат съответно базалната, средната и най-горната част на отделните цикли. Така оформените асиметрични цикли демонстрират възходящо-изплитняващ характер и се интерпретират като продукт на седиментация в подотливната и междуприливноотливната подзона на карбонатна приливно-отливна равнина (вж. Chatalov, 2000б). За отбелязване е липсата на диагностични белези (изобилни фенестри и пукнатини на изсъхване, микробиални ламинити, текстура *tepee* и т. нар. плоскокъсови чакълни конгломерати – *flat-pebble conglomerates*) за присъствието на надприливни фацеси. В сравнение със Свидолската свита в перитайдълните седименти е налице рязко намаляване на силицикластичния привнос и липса на псевдоморфози по евапоритни минерали в доломатстоуните, което е показателно за отдалечаване на подхранващата суша и нормализация на морската соленост. Над цикличния интервал в разреза на свитата се установява преход към отложения на плитка лагунна обстановка, в която е преобладавало утаяване на варовити тини с променливото участие на биокласти, пелоиди и интракласти. Фосилната асоциация в тези скали е относително бедна (тънко- и дебелочерупчести молюски, криноиди, фораминифери, остракоди), като скелетните останки показват твърде неравномерно вертикално разпределение по количество. Този факт, заедно с редуването на ламинирани и биотурбирани варовици (съдържащи еднообразни субхоризонтални ихнофосили), представлява възможна индикация за изменчиви, принципно неблагоприятни условия на жизнената среда, дължащи се вероятно на колебания в солеността и/или окислителния режим (вж. Chatalov, 2017a). В горните нива на свитата значително нараства делът на пелоидните и интракластичните грейнстоуни и пакстоуни. Тези МФТ следва да се интерпретират като продукт на седиментация върху мобилни плитчини (*shoals*), които са формирани при повишена придънна хидродинамика, повлияна главно от вълновата дейност.

#### БАБИНСКА СВИТА

##### *Зимевшики член*

Взетите проби от тази единица произхождат от разрези „Ражин дол“, „Церов дол“, „Голяма Кратчина“ и „Челостнишка бара“. Обособените МФТ включват интракластични пакстоуни, биокластични пакстоуни, биокластични вакстоуни и мадстоуни. Доминиращото присъствие на варовици с матрикс-поддържана структура свидетелства за протичането на седиментация предимно в тиховодна придънна среда. Акумулирането на карбонатна тиня е било придружено от променливата доставка на глинещо вещество, което е станало предпоставка за по-късното образуване на нодуларна и други деформационни текстури. По-редките интракластични и биокластични пакстоуни с геоптално запълване под черупки на бивалвии и брахиоподи демонстрират характеристики на

темпестити. Този извод намира потвърждение и при теренните наблюдения, които показват наличие на променлива дебелина, латерално изклинване, ерозионни долни повърхнини и хълмиста къса ламинация при въпросните пластовете. Относително голямата пластова дебелина на темпеститите в долните нива на Зимевишкия член, заедно с изобилното присъствие на големи интракласти от фонови седименти (оформящи на места имбрикация) и високата степен на абрадираност на алохемите, са доказателства за техния проксимален произход (вж. Chatalov, Vangelov, 2001; Чаталов, 2010; Чаталов, Стефанов, 2013). Възходящо в разреза дебелината на темпеститните пластовете и амплитудата на ерозионните повърхнини намалява, и следователно, се очертава преход към дистални щормови отложения. Допълнителни диагностични белези на дисталните темпестити са подчиненото количество по-дребни интракласти от мадстоуни, по-слабата преработка на алохемите, появата на нормално градационно подреждане и честите инфилтрационни образувания (вж. Chatalov, Vangelov, 2001; Чаталов, 2010). Присъствието на темпестити показва, че нискоенергийната седиментация е била прекъсвана от епизодична и интензивна щормова дейност, а отлагането на варовити тини се е осъществявало между нормалния вълнови базис (*fair-weather wave base*) и щормовия вълнови базис (*storm wave base*). От своя страна, установеният вертикален тренд при темпеститите отразява постепенно удълбочаване на морското дъно.

### *Теребратулни пластовете*

Тези пластовете са изградени почти изцяло от бивалвийно-брахиоподни рудстоуни и флоутстоуни, които са разкрити най-добре в разрез „Голяма Кратчина“. По аналогия с други райони на Западните Балканиди (Бенатов, 1998; Чаталов и др., 2001; Чаталов, 2010; Chatalov, 2013) въпросните седименти се интрепретират като алохтонни и параавтохтонни щормови отложения около и под щормовия базис. Първите са били преработени в условия на повишена хидродинамика, която е предизвикала разчленяване и различна по степен абразия на скелетните фрагменти. По време на затихващата фаза на щормовите събития под изпъкналите нагоре валви на брахиоподни и бивалвийни черупки са се оформили инфилтрационни образувания. На свой ред, темпеститите с параавтохтонна характеристика са били образувани от щормово индуцирани потоци с по-слаб интензитет, които са съхранили до голяма степен наличните бентосни брахиоподни съобщества, покривайки ги сравнително бързо с варовита тиня. Този извод се подвърждава от повсеместното присъствие на съчленени брахиоподни черупки, които са разположени в нормална жизнена позиция, както и от преобладаващо геопталния им характер на запълване.

### *Згориградски член*

Скалите на Згориградския член са опробвани детайлно в разрез „Голяма Кратчина“ и в по-малка степен в разрези „Десивички дол“ и „Чешмички дол“.

На фона на сравнително хомогенните макроскопски характеристики извършеният микрофациален анализ разкрива присъствието на разнообразни МФТ, които включват интракластични грейнстоуни, биокластични грейнстоуни, интракластични пакстоуни и вакстоуни, пелоидно-биокластично-онкоидни вакстоуни, биокластични пакстоуни и биокластични вакстоуни. В тяхното вертикално разпределение се установява ясно изразена закономерност, която се свежда до възходящ преход от матрикс-поддържани структури (мадстоуни, вакстоуни) към пакстоуни и накрая към грейнстоуни непосредствено под границата с Тошковдолската свита. Този вертикален тренд налага два основни извода, а именно постепенно изплитняване на карбонатната платформа и нарастване на придънната хидродинамика. В биокластичните мадстоуни и вакстоуни от долните нива е налице преобладаващо ниска степен на заобленост и сортировка на скелетните фрагменти, която е доказателство за отлагане в нискоенергийна среда под нормалния вълнови базис. Първият знак на промяна в седиментационната обстановка е свързан с появата на онкоиди (част тях натрошени и абрадирани) плюс по-редки микростроматолити, както и на микритни обвивки около биокластите вследствие на микробиална микритизация. Постепенното нарастване на придънната хидродинамика се илюстрира от увеличеното относително количество на пелоиди и интракласти, по-високата степен на преработка на биодетрита, както и наблюдаваните преходи в някои варовици от матриксово към зърново поддържане и от непромита към промита структура. В горната част на Згориградския член преобладават пакстоуни и грейнстоуни с умерена до добра сортировка и повишена степен на заобленост на алохемите, сред които доминират интракласти и биокласти. Тези характеристики са показателни за по-дълготрайна обработка на седиментния материал от страна на вълнение и течения върху морското дъно, което се е намирало около и над нормалния вълнови базис (вж. Chatalov, 2013). За разлика от Зимевишкия член и Теребратулните пластове, във варовиците на разглежданата единица не се откриват доказателства за влиянието на интензивна щормова дейност.

#### ТОШКОВДОЛСКА СВИТА

Големият брой изследвани дюншлифи от тази единица е резултат от опробване в разрези „Десевички дол“, „Голяма Кратчина“ „Чешмички дол“ и „Тошков дол“. Обособените МФТ включват ооидни грейнстоуни, интракластични грейнстоуни, дацикладацейни рудстоуни, грейнстоуни и пакстоуни, биокластични вакстоуни, ооидни мадстоуни и фенестрални мадстоуни. В тази относително разнообразна асоциация рязко доминират по количество зърново-поддържани и промити седиментационни структури, а голяма част от интракластите и биокластите се отличават с повишена степен на заобленост, сортировка и дори сферичност. Следователно, утайконатрупването е протекло предимно в условия на интензивна придънна хидродинамика около и над нор-

малния вълнови базис. Високоенергийните условия са били свързани главно с вълнова дейност, както и с предполагаемото влияние на морски течения и щормове. Конкретни индикатори за водна дълбочина от порядъка на няколко метра са масово присъстващите ооиди и дацикладацеи (вж. Flügel, 2004). Богатата организмова асоциация, която е представена от молуски, бодлокожи, брахиоподи, зелени и червени водорасли, фораминифери, остракоди и бриозои, е показателна за нормална соленост и добра аерираност на морската вода. Въпреки това относително слабото количествено присъствие на скелетни останки отразява една неблагоприятна жизнена среда най-вероятно поради екстремните хидродинамични условия на морското дъно. Интерпретацията на седиментационната обстановка се свежда до формиране на комплекс от карбонатни плитчини (Чаталов, 2002), които са възникнали чрез акумулирането на ооиди, интракласти, фрагменти от дацикладацейни водорасли (плюс други биокласти) и пелоиди. Интензивната циркулация на морска вода, пренаситена по отношение на  $\text{CaCO}_3$ , през високопорестите утайки е допринесла за изобилното отлагане на морски фреатични спойки около алохемите (вж. Chatalov, 2000a). Почти постоянно поддържаните високоенергийни условия са възпрепятствали дълготрайната стабилизация на плитчините. Мобилният характер на последните се подчертава от вертикалното редуване на варовици с различни структури и доминиращи алохеми, честото смесване на фрагменти с различен произход и степен на преработка, както и появата на т. нар. инверсни структури. Подчиненото присъствие на тиховодни утайки вероятно е следствие от седиментация в периферията на активните плитчини и/или в депресии между тях (Чаталов, 2002). В такива пасивни участъци е преобладавало отлагане на варовита тиня, докато част от сравнително редките алохеми очевидно са произхождали от съседните плитчини и това се илюстрира най-убедително от ооидните мадстоуни. Други алохеми са били формирани *in situ*, например агрегатни зърна, биокласти с микритни обвивки (кортоиди), пелоиди и единични онкоиди. Установените само в Тошковдолската свита фенестрални мадстоуни представляват доказателство (заедно с аналогичните фенестри в дацикладацейни грейнстоуни) за временно субаерално излагане и вадозна диагенеза, имащи за резултат образуването на вадозен (кристален) алеврит и геоптално запълване (вж. Чаталов, 2002).

#### ШИРОКОПЛАНИНСКА СВИТА

Извършеният микрофациален анализ на проби, взети от разрези „Голяма Кратчина“, „Чешмички дол“ и „Тошков дол“, позволява да се отделят два етапа в протеклата седиментация, чиито отложения са материализирани приблизително в долната и горната половина на свитата. Отделените МФТ в долните нива се характеризират с доминиращо присъствие на биокластични вакстоуни, както и на по-редки биокластични пакстоуни, онкоидни вакстоуни и мадстоуни. Голяма част от тези варовици са набогатени в различна сте-

пен на силицикластични примеси, като същевременно се редуват с мергели и пясъчници. Очевидно придънната хидродинамика е била относително слаба, което е довело до образуване на преобладаващи непромити, матрикс-поддържани структури. Условието на седиментационната среда са благоприятствали развитието на разнообразна организова асоциация, въпреки периодичното и често засилено влияние на силицикластичния привнос. В скалите не се установяват категорични индикатори относно палеобатиметрията, но присъствието на единични ооиди и вакстоуни с ламиноидни фенестри е показателно за плитка водна дълбочина (вж. Flügel, 2004). Наблюдаваната асоциация от МФТ в горната част на Широкопланинската свита има коренно различен характер. Почти резкият преход към зърново-поддържани и промити седиментационни структури се изразява в тоталното доминиране на ооидни, интракластични, биокластични и пелоидни грейнстоуни, плюс пелоидни пакстоуни, съдържащи големи интракласти. Значително се променят морфоложките особености на биокластите и интракластите, които в повечето случаи показват повишена степен на заобленост, сортировка и дори сферичност. Следователно, всички тези отложения са продукт на плитководна, високоенергийна среда около и над нормалния вълнови базис, която допълнително е благоприятствала образуването на морски фреатични спойки. Максималните нива на придънна хидродинамика са генерирали интракласти, достигащи по размер няколко милиметра, а най-интензивната преработка на седиментния материал се олицетворява от присъствието на биокластични грейнстоуни с много добра сортировка на силно заоблените алохеми. Аналогично на предложената по-горе интерпретация за варовиците на Тошковдолската свита следва да се направи извод за формирането на комплекс от карбонатни плитчини с хетерогенна алохемна асоциация (ооиди, интракласти, биокласти и пелоиди). Променливите хидродинамични условия и мобилността на плитчините (т. е. редуване на активни и пасивни участъци) са довели до периодично акумулиране на промити, непромити и полупромити утайки, както и до често смесване на различни видове алохеми. Появата на изобилни глинесто-песъчливи примеси в скалите, разкриващи се непосредствено под границата с Митровската свита, бележи прехода към силицикластично утайконатрупване и временно прекъсване в карбонатната седиментация.

#### МИТРОВСКА СВИТА

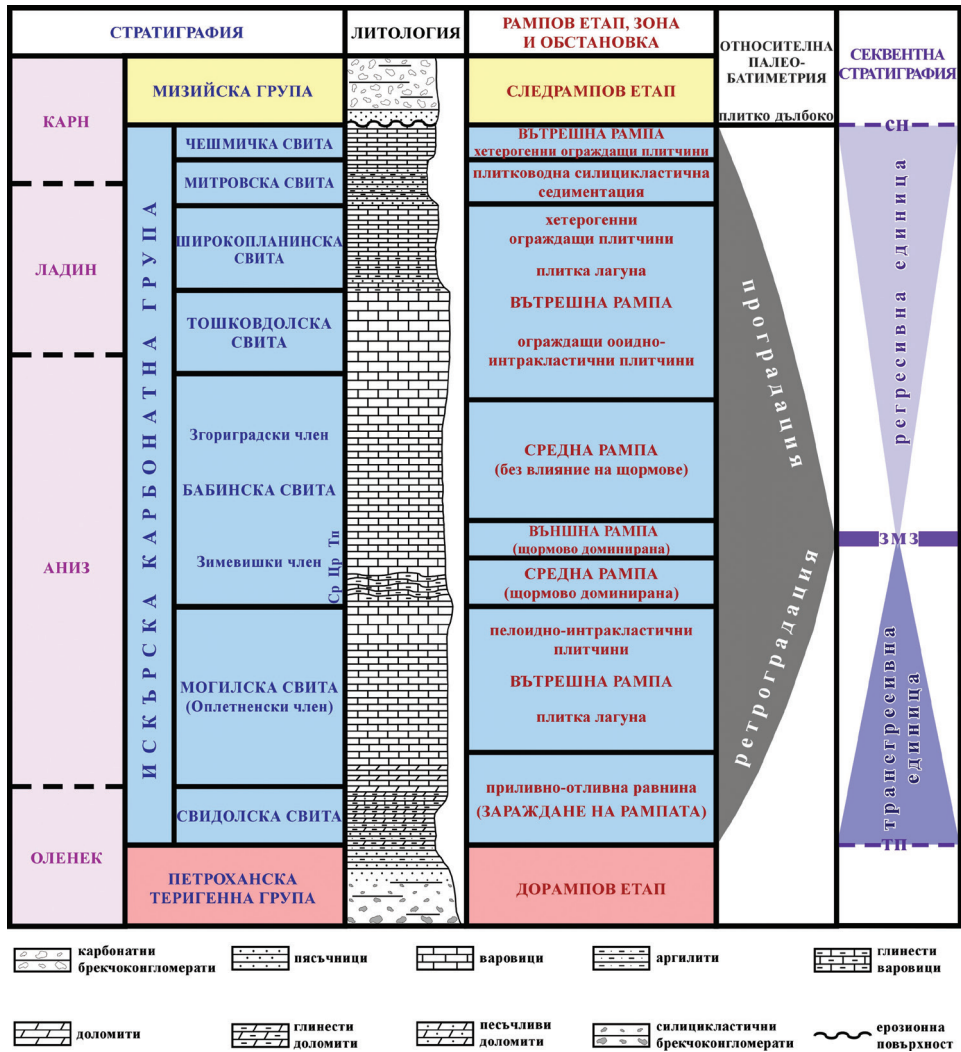
Опробваните биокластични пакстоуни в изолираното разкритие от дола Голяма Кратчина, които се редуват с подчинено представени пясъчници, аргилити и мергели в горната част на тази единица, маркират началото на постепенно възвръщане към изцяло карбонатно утайконатрупване. Относително неблагоприятните условия на седиментационната среда намират изражение в присъствието на еднообразна фауна с варовит скелет, която е представена само от дебелочерупчести бивалвии.



Скалите на тази единица са опробвани в разрези „Чешмички дол“ и „Тошков дол“ плюс споменатото разкритие в дола Голяма Кратчина. Въпреки своята относително малка дебелина Чешмичката свита включва най-голям брой обособени МФТ. Сред тях преобладават различни грейнстоуни, в които водещо положение имат съответно четирите главни типа алохеми, т. е. ооиди, интракласти, биокласти и пелоиди. Тези седименти са отложени във високоенергийна среда около и над нормалния вълнови базис. Останалите МФТ (биокластични пакстоуни, вакстоуни и мадстоуни, пелоидни пакстоуни, ооидни мадстоуни), които не показват закономерно разположение в разреза спрямо варовиците с промита структура, са образувани в условия на променлива придънна хидродинамика. В частност присъствието на пластове мадстоуни и вакстоуни със силно проявена биотурбация и/или многобройни ходове от заравяне отразява развитието на изобилна бентосна фауна, наличието на меко тинесто дъно и окислителен режим. Генералният извод от установената микрофациална асоциация се свежда до протичане на изцяло подотливна, плитководна седиментация без значителна доставка на теригенен материал. В този контекст може да се изкаже предположението за ново формиране на комплекс от мобилни плитчини, при което главен контролиращ фактор е била вълновата дейност.

#### ЕВОЛЮЦИЯ НА КАРБОНАТНАТА СЕДИМЕНТАЦИЯ

Вертикалното разпределение на обособените МФТ и някои макроскопски характеристики на скалите в триаската последователност дават основание да се интерпретират два главни етапа в развитието на карбонатната платформа (фиг. 5). Първият етап на ретроградация е започнал през късния оленек с трансгресия върху обширна алувиална и/или прибрежноморска пясъчливо-тинеста равнина (вж. Mader, Catalov, 1992; Chatalov et al., 2015) и утайконатрупване в рамките на приливно-отливна обстановка, което бележи зараждането на карбонатна рампа (Свидолска свита). Нискоенергийната седиментация се е материализирала в отлагане на варовити тини с променливо количество силицикластика привнесена от съседната суша. Образуваните в условия на повишена морска соленост утайки са били подложени на периодично осушаване и преобладаващо доломитизирани през ранната диагенеза. Редуващото се отлагане на подотливни и междуприливоотливни фациеси, най-вероятно контролирано от доминиращи автоциклични процеси (вж. Chatalov, 2016), е допринесло за оформянето на възходящо-изплитняващи перитайдълни цикли в началото на анизкия век (долна част на Могилската свита). Същевременно, притокът на теригенен материал върху приливно-отливната равнина е намалял драстично, а нормализацията на морската соленост в подотливната зона е била съпроводена от появата на еднообразна фауна с карбонатен скелет. Последвалят преход към изцяло подотливна седиментация във вътрешната зона на рампата (*inner ramp*) е бил свързан с образуването на плитка лагу-



Фиг. 5. Стратиграфско-литоложка колонка на Искърската карбонатна група съпоставена със съответния етап, зона и обстановка от еволюцията на карбонатната рампа, относителната палеобатиметрия и секвентно-стратиграфската рамка

Тп – Теребратулни пластове; Цр – Цервовдолски репер; Ср – Стрешеровски криноиден репер; сн – субаерално несъгласие; змс – зона на максимално заливане; тп – трансгресивна повърхност. *Забележка:* Хроностратиграфските граници са според публикувани данни на Тронков, Монов (1971), Tronkov (1972, 1976), Тронков (1973) и Петрунова-Олова (1991)

Fig. 5. Stratigraphic-lithologic log of the Iskar Carbonate Group juxtaposed to the respective stage, zone and depositional setting from the development of the carbonate ramp, the relative sea-level curve, and the sequence stratigraphic framework

Тп – Terebratula Beds; Цр – Tserovdol Marker; Ср – Streshero Crinoid Marker; сн – subaerial unconformity; змс – maximum flooding zone; тп – transgressive surface. *Note:* The chronostratigraphic boundaries are based on published data from Тронков, Монов (1971), Tronkov (1972, 1976), Тронков (1973), and Петрунова-Олова (1991)

на, характеризираща се с ниска до умерена придънна хидродинамика, както и променливи нива на кислородно съдържание и/или соленост (средна част на Могилската свита). Постепенно лагунната обстановка се е трансформирала във високоенергиен комплекс от пелоидно-интракластични плитчини, при засилено влияние от страна на вълновата дейност (горна част на Могилската свита). По-късно през анизата е настъпило удълбочаване на морското дъно и преместване на утайконатрупването от вътрешната към средната зона (*mid-ramp*) на карбонатната рампа (според зоналната подялба на Burchette, Wright, 1992). Нискоенергийната фонова седиментация се е изразявала в акумулирането на варовита тиня и непромити биокластични утайки (често с глинести примеси), което е било прекъсвано от относително бързото отлагане на темпеститни слоеве вследствие на интензивна щормова дейност (Зимевешки член на Бабинската свита). Същевременно, продължаващото удълбочаване е станало причина за преход от образуване на проксимални към отлагане на дистални темпестити. Седиментацията при максимална водна дълбочина на рампата се олицетворява от алохтонни и параавтохтонни темпестити (Теребратулни пластове), които са били формирани около и под щормовия вълнови базис, т. е. отчасти в обхвата на външната рампова зона (*outer ramp*).

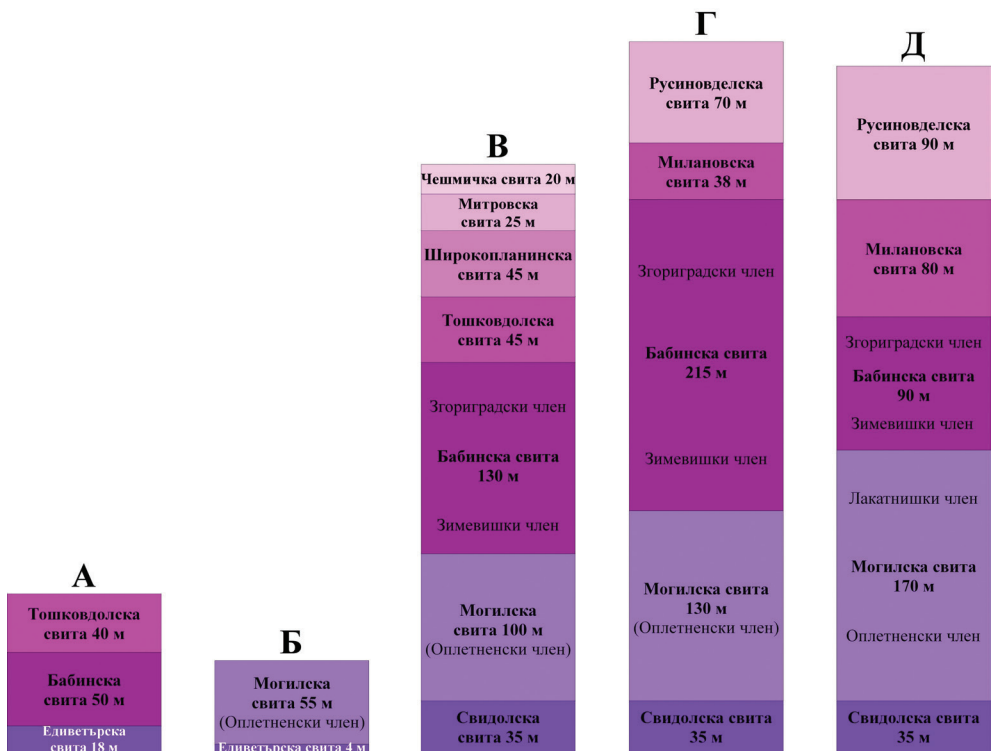
Около средата на анизкия век е започнал вторият главен етап от развитието на карбонатната рампа, който следва да се интерпретира като етап на проградация. Неговото начало е белязано от постепенно изплитняване и повишаване на придънната хидродинамика в резултат на обратен преход през среднорамповата до вътрешнорамповата зона (Згориградски член на Бабинската свита). Тази значителна промяна в батиметрията и енергийните условия е довела до отлагането на преобладаващи биокластични утайки първоначално с матрикс-поддържана, а по-късно със зърново-поддържана структура, и впоследствие до образуването на промити структури с нарастващо участие на интракласти. Прави впечатление фактът, че за разлика от първия ретроградационен етап седиментацията в обхвата на средната рампа очевидно не е била съпътствана от интензивна щормова дейност. Тенденцията към изплитняване на морското дъно е продължила и в началото на ладина, когато се е оформил комплекс от т. нар. ограждащи (*fringing*) плитчини (вж. Чаталов, 2002) във вътрешнорамповата зона (Тошковдолска свита). Седиментацията върху тези мобилни плитчини и в участъците между тях е протичала при преобладаващо висока придънна хидродинамика, като е била доминирана от акумулиране на ооиди, интракласти и дацикладацейни фрагменти. Същевременно, част от утайките са били подложени на временно субаерално излагане и вадозна диагенеза. По-късно през ладина за известен период се е засилил (макар и с променлива интензивност) силицикластичният привнос, което е довело до редуващо се отлагане на глинесто-карбонатни, по-чисти варовити и съвсем редки песъчливи седименти в условия на слаба придънна хидродинамика вероятно около нормалния вълнови базис (долна част на Широкопланинската свита). Последващият рязък преход към образуване на оолитни, интракластични, биокластични и пелоидни утайки с преобладаващо промити структури отразява бързото формиране

на високоенергиен комплекс от хетерогенни карбонатни плитчини (горна част на Широкопланинската свита). Около границата ладин–карн е настъпила внезапна промяна от карбонатна към силицикластична седиментация (Митровска свита), която се е осъществила изцяло в морски условия. Последното твърдение се подкрепя от находките на морска бивалвийна фауна в пясъчници и мергели (Тронков, Монов, 1971; Тронков, 1973), както и от наличието на свеж глауконит в пясъчниците (Чаталов и др., непубликувани данни). Колкото до причините, които са предизвикали такава рязка смяна в характера на утайко-натрупване, може да се предположи, че те са били свързани с активизиране на тектонския режим (вж. Ганев и др., 1986; Ćatalov, 1988) и/или хумидизация на климата (вж. Петрунова-Олова, 1988), макар доказването на тези две хипотези да изисква по-детайлни изследвания. В резултат на подновената карбонатна седиментация през ранния карн са се отложили промити и непромити утайки в условия на променлива, но предимно висока придънна хидродинамика около и над нормалния вълнови базис (Чешмичка свита). Конкретната обстановка отново е придобила характер на комплекс от мобилни, ограждащи плитчини с хетерогенна природа на изграждащия ги карбонатен материал.

Краят на триаската морска седиментация е настъпил с ликвидация на карбонатната рампа чрез нейното субаерално излагане поради спад в относителното морско ниво (Ćatalov, 2016). Въпросното осушаване се е осъществило през ранния карн, което се потвърждава от публикувани наскоро седиментоложки доказателства за пряка връзка между базалните отложения на Мизийската група и глобалния Карнски хумиден епизод (Ćatalov, 2017b).

#### КОРЕЛАЦИОННИ БЕЛЕЖКИ

Частично ревизираната в настоящето изследване литостратиграфска поделба на Искърската карбонатна група в Широка планина показва някои различия спрямо другите райони с триаски разкрития в СЗ България (фиг. 6). Така например, в разположените на юг Врачанска и Берковска единица на Западнобалканската зона не се установяват четири от единиците с ранг на свити (Тошковдолска, Широкопланинска, Митровска и Чешмичка) (Тронков, 1968, 1995a), макар че въведената там Милановска свита може да се приеме условно като доломитизиран корелат на Тошковдолската свита (вж. Чаталов, 2002). Същевременно, Могилската свита и Бабинската свита имат различни дебелини в сравнение с Монтанската единица и притежават специфични стратификационни, текстурни и литоложки характеристики (Ćatalov, 1999, 2000b, 2013, 2016; Чаталов, Стефанов, 2013). Освен това Могилската свита се разделя в повечето локалитети на два члена (Оплетненски и Лакатнишки) и няколко репера (Ассерето, Чаталов, 1983; Ассерето и др., 1983; Тронков, 1983). Корелацията спрямо северните триаски разкрития, т. е. намиращи се в обхвата на Белградчишката единица, също очертава известни различия на фона на значително редуцираната максимална дебелина на Искърската кар-



Фиг. 6. Литостратиграфска корелация между обобщени разреди на Искърската карбонатна група в различни части на Западните Балканиди

А – Гранитовска ивица по данни на Тронков (1973, 19956) и Чаталов (2010); Б – Белотинска ивица по данни на Тронков (19956) и Чаталов и др. (2016); В – Белимелска ивица по данни на Тронков, Монов (1971), Тронков (1973, 19956) и резултати от настоящето изследване; Г – Мелянска антиклинала по данни на Тронков (1995а), Филипов (1995) и Чаталов, Стефанов (2013); Д – Искърски пролом по данни на Тронков (1968), Tronkov (1976), Чаталов, Бенатов (2000) и Чаталов и др. (2001)

Fig. 6. Lithostratigraphic correlation between summary logs of the Iskar Carbonate Group in different parts of the Western Balkanides

A – Granitovo strip based on data from Тронков (1973, 19956) and Чаталов (2010); B – Belotintsi strip based on data from Тронков (19956) and Чаталов и др. (2016); C – Belimel strip based on data from Тронков, Монов (1971), Тронков (1973, 19956) and results from this study; D – Melyane anticline based on data from Тронков (1995а), Филипов (1995) and Чаталов, Стефанов (2013); E – Iskar River gorge based on data from Тронков (1968), Tronkov (1976), Чаталов, Бенатов (2000) and Чаталов и др. (2001)

бонатна група, която е резултат от няколко фактора (вж. Тронков, 1963, 1973, Чаталов, 2010; Chatalov, 2016; Чаталов и др., 2016). Например, в Гранитовската ивица не се установяват скали, принадлежащи на Могилската свита, докато Бабинската свита има над два пъти по-малка дебелина и в нея се обособява Змиянски член (Тронков, 1973). Единствената обща литостратиграфска едини-

ца с Белотинската ивица е Оплетненският член на Могилската свита, който се отличава с почти двойно по-малка дебелина, средно- до дебелопластова стратификация и липса на доломити и перитайдълна цикличност (Чаталов и др., 2016). Друга съществена разлика спрямо въпросните два района се свежда до най-долната част на Искърската карбонатна група, която е представена в тях чрез въведената от Tronkov (1968) Едиветърска свита вместо Свидолската свита (вж. Чаталов, 2010; Чаталов и др., 2016).

Фациалната корелация между триаските карбонатни скали от Широка планина (фиг. 5) и останалите райони на Западнобалканската зона показва голямо сходство при горнооленекските, анизките и част от долноладинските седименти (вж. Чаталов, 2010; Chatalov, 2013, 2016; Чаталов, Стефанов, 2013; Чаталов и др., 2016). Така например, еволюцията на седиментационните обстановки се изразява в последователното развитие на приливно-отливна равнина, вътрешнорампова лагуна и плитчини, щормово доминирани средна и външна зона на рампата, нискоенергийна среднорампова среда без влияние на интензивна щормова дейност и комплекс от ограждащи вътрешнорампови плитчини. Една по-съществена разлика е налице спрямо разкритията в Белоградчишката единица, където по-късно настъпилата бърза трансгресия в началото на аниза (вж. Тронков, 1973; Tronkov, 1976; Muttoni et al., 2000; Чаталов и др., 2016) не е била съпроводена с формирането на перитайдълна обстановка, а първоначалната подотливна седиментация се е характеризирала със значителен привнос на теригенен материал в условия на повишена придънна хидродинамика и нормална соленост на морската вода (Чаталов, 2010; Чаталов и др., 2016). Сравнението на интерпретираните карбонатни обстановки за останалата част от ладинските и за долнокарнските скали показва аналогия главно в един аспект, а именно протичането на плитководна седиментация във вътрешната зона на рампата. За разлика обаче от Широкопланинската и Чешмичката свита, чиито отложения са образувани преобладаващо при умерена до висока придънна хидродинамика, скалите на Русиновделската свита (Тронков, 1968) притежават диагностични белези на нискоенергийни приливно-отливни и лагунни отложения (Чаталов, Бенатов, 2000; Chatalov, 2013; Чаталов, 2014). Друго различие се свежда до повишеното количество теригенен материал в долната част на Широкопланинската свита, което не се наблюдава в стратиграфски корелиращите се с нея долни нива на Русиновделската свита (вж. Тронков, Монов, 1971; Чемберски, 1986). Същевременно некарбонатните седименти на Митровската свита могат да се корелират с дебелия до няколко метра вертикален интервал от силицикlastични скали, който се разполага приблизително в средната част на Русиновделската свита от нейните разкрития в Берковската единица (вж. Тронков, 1960, 1968, 1995в; Тронков, Монов, 1971; Чемберски, 1986). Тези близки по своя литоложки състав отложения очевидно са свързани с един епизод на силицикlastично утайконатрупване в плитководна морска среда (Чаталов и др., непубликувани данни), без да са напълно изяснени причините за неговата поява (вж. *по-горе*).

Като обобщение на направената фащиална корелация следва да се отбележи, че двата главни етапа в развитието на триаската карбонатна рампа са довели до оформянето на две генетични единици (трансгресивна и регресивна) в карбонатната последователност, които са ограничени от трансгресивна повърхност и субаерално несъгласие, а са разделени от зона на максимално заливане (*maximum flooding zone*), съответстваща на Терebrатулните пластове. По този начин секвентно-стратиграфската рамка на Искърската карбонатна група от Монтанската единица показва пълна идентичност спрямо изследваните разрези от Берковската единица (Chatalov, 2013, 2016). По-малката дебелина на трансгресивната единица в Широка планина в сравнение с триаските разкрития от южните райони на Западнoбалканската зона (Chatalov, 2016, Fig. 6), както и спрямо сондажните разрези при селата Бели извор и Главаци (вж. Тронков, Монов, 1971), може да се обясни с по-късно настъпилата трансгресия през късния оленек, която е била ориентирана на запад/северозапад (вж. Чемберски и др., 1996). Основна предпоставка за тази по-късна трансгресия е представлявал унаследеният релеф при зараждането на карбонатната рампа, който е имал изявен наклон в противоположна посока, т. е. на изток/югоизток (вж. Тронков, 1968, 1972). Този конкретен извод се подкрепя от установените посоки на палеотранспорт в алувиалните седименти на Петроханската теригенна група (вж. Тронков, 1974), а така също от анизката възраст на Едиветърската свита в Белоградчишката единица (вж. Тронков, 1973; Тронков, 1976; Muttoni et al., 2000; Чаталов и др., 2016) и значително редуцираната дебелина на трансгресивната единица в Гранитовската ивица (вж. Чаталов, 2010; Chatalov, 2016, Fig. 6). На свой ред постепенно намаляващата дебелина на Могилската свита от изток на запад в пределите на Белимелската ивица (Тронков, 1972) следва да намери аналогично обяснение с по-късно настъпване на трансгресията в тази посока поради гореспоменатата причина.

Резултатите от извършеното изследване в Белимелската ивица потвърждават генералния хомоклинален модел на триаската карбонатна рампа, който е интерпретиран въз основа на данни от разкритията в Берковската единица (Chatalov, 2013). В този контекст характеристиките на най-дълбоководните анизки седименти в обема на Бабинската свита не съдържат доказателства (дебелина, характер на стратификация, текстури, структури, фаунистичен състав, литология) за повишен градиент в наклона на рампата, т. е. за локално проявено дистално устръмняване (*distal steepening*), каквито се установяват, например в триаския разрез от Згориградската котловина (Врачанска единица) (вж. Chatalov, 2016).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Извършените седиментоложки изследвания върху триаската карбонатна последователност в Широка планина включват теренни наблюдения и микрофащиален анализ. На базата на получените резултати е предложена

частична ревизия на литостратиграфската схема за Искърската карбонатна група в Белимелската ивица, като са изяснени някои характеристики на отделните единици и техните взаимоотношения. Макроскопските особености на карбонатните скали съчетани с вертикалното разпределение на обособените МФТ са използвани за интерпретация на седиментационните обстановки по отношение на техните параметри, седиментообразователни процеси (включително през ранната диагенеза), контролиращи фактори, участие на организми и отложени утайки. Направената корелация спрямо останалите площи с триаски разкрития в западните Балканиди показва известни различия в стратиграфски и седиментоложки аспект, които са по-силно изразени при ладинско-карнския интервал. Въпреки това общата еволюция на карбонатната седиментация от късния оленек до ранния карн кореспондира на генералните закономерности в развитието на карбонатната рампа, като се очертават два главни етапа (ретроградация и проградация) с протекло утайконатрупване в три рампови зони (вътрешна, средна и външна). Специфична особеност на първия етап е по-късно осъществилата се трансгресия в края на ранно-триаската епоха в сравнение с разположените на юг триаски разкрития в СЗ България, която се интерпретира като резултат от унаследения релеф. През втория етап около границата ладин–карн е настъпило временно прекъсване в карбонатната седиментация, съпроводено с отлагане на силицикластични утайки в плитководна морска среда. Съвкупните характеристики на най-дълбоководните седименти в триаската последователност потвърждават хомоклиналния тип на карбонатната рампа

**Благодарности.** Изказвам своята благодарност на гл. ас. д-р Явор Стефанов, както и на колегите Калоян Николов, Кристина Дановска, Светослава Кирилова и Кристина Иванова, за тяхното участие и съдействие в някои от теренните маршрути. Задължен съм също на Б. Попова (Шлифова лаборатория към катедра „Минералогия, петрология и полезни изкопаеми“) за оказаната помощ при изготвянето на микроскопските препарати.

## ЛИТЕРАТУРА

- Айданлийски, А. 2007. Триас. – В: Обяснителна записка към Геоложка карта на Република България М 1:50 000. Картен лист Чипровци (ред. Ангелов, В., Х. Хрисчев). С., Унискорп, 37–53.
- Айданлийски, Г. 2008. Триас. – В: Обяснителна записка към Геоложка карта на Република България М 1:50 000. Картен лист Монтана (ред. Ангелов, В., Х. Хрисчев). С., Унискорп, 15–25.
- Ангелов, В. 2008а. Западнобалканска зона. Монтанска единица. – В: Обяснителна записка към Геоложка карта на Република България М 1:50 000. Картен лист Чипровци (ред. Ангелов, В., Х. Хрисчев). С., Унискорп, 74–78.
- Ангелов, В. 2008б. Тектоника. – В: Обяснителна записка към Геоложка карта на Република България М 1:50 000. Картен лист Монтана (ред. Ангелов, В., Х. Хрисчев). С., Унискорп, 56–67.
- Ангелов, В., М. Антонов, С. Герджиков, Г. Айданлийски, П. Петров, Х. Киселинов. 2008. Геоложка карта на Република България М 1:50 000. Картен лист Чипровци. С., Апис 50.
- Ангелов, В., М. Антонов, С. Герджиков, П. Петров, Х. Киселинов, Г. Айданлийски. 2007. Геоложка карта на Република България М 1:50 000. Картен лист Монтана. С., Апис 50.
- Ангелов, В., И. Хайдугов, С. Янев, Д. Тронков, И. Сапунов, П. Чумаченко, Ц. Цанков, Н. Попов, Р. Димитрова, Т. Николов, К. Аладжова-Хрисчева, Л. Филипов. 1995. Геоложка карта на България М 1:100 000. Картен лист Княжевац и Белоградчик. Троян, ВТС.



- Ассерето, Р., Д. Тронков, Г. Чаталов. 1983. Могильская свита (нижний-средний триас) – новая свита в Западной Болгарии. – *Geologica Balc.*, 13, 25–27.
- Ассерето, Р., Г. Чаталов. 1983. Могильская свита (нижний-средний триас) и литостратиграфические реперы в триасовой системе Северозападной Болгарии. – *Geologica Balc.*, 13, 29–36.
- Бенатов, С. 1998. Средотриаската серия в част от Западна България (макропалеонтология и биостратиграфия). Автореф. Докт. дисерт. С., СУ „Св. Климент Охридски“, 29 с.
- Бончев, С. 1910. Главни линии в геологичния строеж на Западна Стара планина. – *Труд. Бълг. природоизп. друж.*, 4, 1–59.
- Ганев, М., Г. Чаталов, Е. Трифонова, С. Стефанов, К. Будуров. 1986. Стратиграфия и литология на Васильовската свита (среден-горен триас) в Централните Балканиди. – *Палеонт., страт. литол.*, 23, 46–64.
- Гноевая, Н. 1965. Минералого-петрографска характеристика на триаса в СЗ България. – *Изв. Геол. инст.*, 14, 293–323.
- Загорчев, И., К. Будуров. 2009. Триаска геология. – В: Геология на България. Том II. Част 5. Мезозойска геология (ред. Загорчев, И., Х. Дабовски, Т. Николов). С., „Проф. Марин Дринов“, 39–130.
- Иванов, Ж. 1988. Основные черты строения внешних зон Западных Балканид. – В: Линеаменти как структуры сочленения разновозрастных складчатых областей и их металогении. С., БАН, 49–81.
- Иванов, Ж. 1998. Тектоника на България. Хабилит. труд. С., СУ „Св. Климент Охридски“, 634 с.
- Йорданов, М., Н. Попов, Г. Мандов, С. Недялкова. 1960. Предварителни бележки за геоложкия строеж на средната част от Врачанската верига. – *Год. Упр. геол. проуч.*, А 10, 97–108.
- Петрунова-Олова, Л. 1988. Палиноморфи от Митровската свита (средно-горнотриаска серия) от сондажни разрези в Северозападна България. – *Спис. Бълг. геол. друж.*, 49, 108–112.
- Петрунова-Олова, Л. 1991. Палиноморфите от ладинския и карнския етаж в Северозападна България – стратиграфия и таксономия. Автореф. Канд. дисерт. С., Геол. инст. БАН, 31 с.
- Тронков, Д. 1960. Върху стратиграфията на триаса в Искърския пролом. – *Год. Упр. геол. проуч.*, 10, 131–153.
- Тронков, Д. 1963. Характер на старокимерския структурен етаж, тип и време на старокимерските тектонски движения в Северозападна България. – *Труд. Геол. Бълг., сер. страт. тект.*, 5, 171–196.
- Тронков, Д. 1968. Границата долен-среден триас в България. – *Изв. Геол. инст., сер. палеонт. страт.*, 17, 113–131.
- Тронков, Д. 1973. Основи на стратиграфията на триаса в Белоградчишкия антиклинорий (Северозападна България). – *Изв. Геол. инст., сер. страт. литол.*, 22, 73–98.
- Тронков, Д. 1974. Посоката на теченията по измервания на косата слоистост в червеноцветния теригенен комплекс (долен триас) от Белоградчишкия антиклинорий (северозападна България). – *Изв. Геол. инст., сер. страт. литол.*, 23, 25–30.
- Тронков, Д. 1981. Стратиграфия триасовой системы в части Западного Средногорья (Западна България). – *Geologica Balc.*, 11, 3–20.
- Тронков, Д. 1983. Могильская свита (нижний - средний триас) в Искърском ущелье и Врачанской горе (Западна Стара-Планина). – *Geologica Balc.*, 13, 37–52.
- Тронков, Д. 1995а. Триаска система. – В: Обяснителна записка към Геоложка карта на България М 1:100 000. Картен лист Берковица (ред. Хайдутов, И.). С., Аверс, 44–59.
- Тронков, Д. 1995б. Триаска система. – В: Обяснителна записка към Геоложка карта на България М 1:100 000. Картен лист Княжевац и Белоградчик (ред. Хайдутов, И.). С., Аверс, 49–68.
- Тронков, Д. 1995в. Триаска система. – В: Обяснителна записка към Геоложка карта на България М 1:100 000. Картен лист Пирот. (ред. Хайдутов, И.). С., Аверс, 21–30.
- Тронков, Д., М. Енчева, Е. Трифонова. 1965. Стратиграфия на триаската система в Северозападна България. – *Изв. Геол. инст.*, 14, 261–292.
- Тронков, Д., Б. Моноу. 1971. Стратиграфия на триаса от сондажите при селата Бели извор и Главаци, Врачанско. – *Изв. Геол. инст., сер. страт. литол.*, 20, 15–32.
- Филипов, Л. 1995. Триаска система. – В: Обяснителна записка към Геоложка карта на България М 1:100 000. Картен лист Монтана (ред. Филипов, Л.). С., Аверс, 13–25.
- Филипов, Л., Е. Коюмджиева, Т. Николов, Н. Попов, И. Сапунов, Ц. Цанков, П. Чумаченко. 1995. Геоложка карта на България М 1:100 000. Картен лист Монтана. Троян, ВТС.
- Цанков, Ц. 1971. Белоградчишки антиклинорий. – В: Тектоника на Предбалкана (ред. Бончев, Е.). С., БАН, 111–120.
- Чаталов, А. 2001. Типове порестост в скалите на Искърската карбонатна група (долен-горен триас) от Западнобалканската структурна зона. – *Геол. минер. рес.*, 8, 9–14.
- Чаталов, А. 2002. Вътрешнорампови карбонатни плитчини от средния триас в СЗ България. – *Спис. Бълг. геол. друж.*, 63, 3–20.

- Чаталов, А. 2010. Условия на седиментация на триаски карбонатни скали от Белоградчишко. – *Спис. Бълг. геол. друж.*, 71, 83–111.
- Чаталов, А. 2014. Принос към литостратиграфията и седиментологията на Искърската карбонатна група (долен-горен триас) в Еловишката антиклинала, СЗ България. II. Седиментоложка характеристика на доломитите. – *Год. СУ „Св. Климент Охридски“*, *Геол.-геогр. фак.*, 104, кн. 1 геол., 5–42.
- Чаталов, А., С. Бенатов. 2000. Нови данни за Годечката литостратиграфска единица (среден триас) в Западните Балканиди. – *Год. СУ „Св. Климент Охридски“*, *Геол.-геогр. фак.*, 93, кн. 1 геол., 65–82.
- Чаталов, А., С. Бенатов, Д. Вангелов. 2001. Нови данни за холостратотипа на Бабинската свита (среден триас). – *Год. СУ „Св. Климент Охридски“*, *Геол.-геогр. фак.*, 94, кн. 1 геол., 27–40.
- Чаталов, А., Я. Стефанов. 2013. Принос към литостратиграфията и седиментологията на Искърската карбонатна група (долен-горен триас) в Еловишката (Мелянската) антиклинала, Северозападна България. I. Ревизия на литостратиграфската схема. – *Год. СУ „Св. Климент Охридски“*, *Геол.-геогр. фак.*, 103, кн. 1 геол., 5–36.
- Чаталов, А., Я. Стефанов, Д. Иванова. 2016. Нови данни за стратиграфията и седиментологията на триаските карбонатни скали в Белотинската ивица, Северозападна България. – *Спис. Бълг. геол. друж.*, 77, 27–49.
- Чаталов, Г. 1974. Фашии в Свйдольской свите (нижний триас) Тетевенского антиклинория. – *Докл. Болг. акад. наук*, 27, 139–142.
- Чаталов, Г. 1984. Принос към стратиграфията и литологията на триаската система в Тетевенския антиклинорий. – *Палеонт., страт. литол.*, 19, 51–64.
- Чемберски, Х. 1986. За връзката между литостратиграфските единици от триаската система в сондажните разрези и разритията от Северна България. – *Нефт. вълг. геол.*, 23, 26–30.
- Чемберски, Х., А. Вапцарова. 1979. Триасовая система в Северной Болгарии. I. Основы стратиграфии. – *Geologica Balc.*, 9, 67–108.
- Чемберски, Х., А. Вапцарова, И. Монахов. 1974. Литостратиграфия на пъстроцветните теригенни карбонати и карбонатните седименти, свързани с триаса, разкрити при дълбокото сондиране в Северозападна и Централна Северна България. – *Год. ДСО Геол. проуч.*, 20, 327–341.
- Чемберски, Х., Т. Ранкова, Т., Н. Антова, Г. Николов. 1996. Триаската система в България – веществен състав, седиментационни обстановки и геодинамични събития. – *Сп. Бълг. геол. д-во*, 57, 1–18.
- Bacelle, L., A. Bosellini. 1965. Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentary. – *Ann. Univ. Ferrara, N.S., Sez. IX, Sci. Geol. Paleont.*, 1/3, 59–62.
- Burchette, T. P., V. P. Wright. 1992. Carbonate ramp depositional systems. – *Sediment. Geol.*, 79, 3–57.
- Čatalov, G. 1988. Ladinian-Karnian terrigenous invasion and the bifurcation of the Triassic carbonate platform in Bulgaria. – *Compt. rend. Acad. bulg. Sci.*, 41, 99–102.
- Chatalov, A. 1999. Calcitization of dolomite in the Spathian and Anisian carbonate rocks from the Western Balkanides, Bulgaria. – *N. Jb. Geol. Paläont., Monatsh.*, 1999, 10, 614–640.
- Chatalov, A. 2000a. Marine phreatic cements in the Triassic limestones from the Western Balkanides. – *Geologica Balc.*, 30, 33–48.
- Chatalov, A. 2000b. The Mogila Formation (Spathian–Anisian) in the Western Balkanides of Bulgaria – ancient counterpart of an arid peritidal complex. – In: *Epicontinental Triassic* (Ed. by G. H. Bachmann, I. Lerche), *Zb. Geol. Paläont.*, Teil I, 9–10, 1123–1135.
- Chatalov, A. 2005a. Aragonitic-calcitic ooids from Lower to Middle Triassic peritidal sediments in the Western Balkanides, Bulgaria. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 237, 87–110.
- Chatalov, A. 2005b. Monomineralic carbonate ooid types in the Triassic sediments from Northwestern Bulgaria. – *Geologica Balc.*, 35, 63–91.
- Chatalov, A. 2007. Physicochemical precipitation of fine-grained carbonate in seawater – an example of Triassic marine micrites from the Western Balkanides, Bulgaria. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 243, 149–167.
- Chatalov, A. 2009. Primary and secondary fenestral porosity in Middle Triassic subtidal grainstones from the Belogradchik strip, NW Bulgaria: implications for unconformity-related diagenesis. – *Compt. rend. Acad. bulg. Sci.*, 62, 85–96.
- Chatalov, A. 2013. A Triassic homoclinal ramp from the Western Tethyan realm, Western Balkanides, Bulgaria: integrated insight with special emphasis on the Anisian outer to inner ramp facies transition. – *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, 386, 34–58.
- Chatalov, A. 2016. Global, regional and local controls on the development of a Triassic carbonate ramp system, Western Balkanides, Bulgaria. – *Geol. Mag.*, doi:10.1017/S0016756816000923.
- Chatalov, A. 2017a. Anachronistic and unusual carbonate facies in uppermost Lower Triassic rocks of the western Balkanides, Bulgaria. – *Facies*, 63: 24, doi: 10.1007/s10347-017-0505-0.
- Chatalov, 2017b. Quartz arenites and laterites in the Moesian Group (Upper Triassic), northwestern Bulgaria: possible evidence for the effect of the Carnian Humid Episode. – *Geologica Balc.*, 46, 3–25.

- Chatalov, A., T. Stanimirova. 2001. Diagenesis of Spathian and Anisian dolomites from the Western Balkanides, Bulgaria. – *N. Jb. Geol. Paläont., Monatsht.*, 2001, 301–320.
- Chatalov, A., D. Vangelov. 2001. Storm-generated deposits in the Anisian (Pelsonian) limestones from the Western Balkanides. – *Rev. Bulg. Geol. Soc.*, 62, 11–23.
- Chatalov, A., Y. Stefanov, M. Vetseva. 2015. The Röt-type facies of the Western Balkanides revisited: depositional environments and regional correlation. *Abstracts 31st IAS Meeting of Sedimentology, Krakow*, p. 115.
- Chatalov, G. 1980. Two facies types of Triassic in Strandza Mountain, SE Bulgaria. – *Riv. Ital. Paleont.*, 85, 1029–1046.
- Dickson, J. A. D. 1965. A modified staining technique for carbonates in thin section. – *Nature*, 205, p. 587.
- Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – In: Classification of carbonate rocks (Ed. by W. E. Ham). – *Am. Assoc. Petrol. Geol., Memoir* 1, 108–121.
- Duval, B. C., C. Cramez, P. E. Vail. 1998. Stratigraphic cycles and major marine source rocks. – In: Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins (Ed. by de P.-C.h. Graciansky et al.). SEPM Spec. Publ., 60, 43–52.
- Embry, A. F., E. J. Klován. 1972. Absolute water depth limits of Upper Devonian paleoecological zones. – *Geol. Rdsch.*, 61, 672–686.
- Flügel, E. 2004. Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation, and application. Berlin-Heidelberg-New York, Springer-Verlag, 976 p.
- Ganev, M. 1974. Stand der Kenntnisse über die Stratigraphie der Trias Bulgariens. – In: Die Stratigraphie der alpin-mediterranean Trias. Simposium. Schrif. Erdwiss. Komm. Oster. Akad. Wiss., Bd., 2, 93–96.
- Ganev, M., S. Stefanov, G. Chatalov. 1967. Notizen über die Trias des Vorbalkans (Bulgarien). – *Geol. Zbor.*, 18, 179–188.
- Mader, D., G. Čatalov. 1992. Iskar valley (Bulgaria): Buntsandstein. – In: Evolution of paleoecology and paleoenvironment of Permian and Triassic fluvial basins in Europe. Vol. 2 Southeastern Europe (Ed. by D. Mader). Stuttgart-New York, Gustav Fischer Verlag, 919–998.
- Marcoux, J. et al. 1993. Late Anisian palaeoenvironments (237–234 Ma). – In: Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps (Ed. by J. Dercourt, L. E. Ricou and B. Vrielynck). BEICIP-FRANLAB, Rueil-Malmaison.
- Muttoni, G., M. Gaetani, K. Budurov, I. Zagorchev, E. Trifonova, D. Ivanova, L. Petrounova, W. Lowrie. 2000. Middle Triassic paleomagnetic data from northern Bulgaria: constraints on Tethyan magnetostratigraphy and paleogeography. – *Paleogeogr. Paleoclim. Paleocol.*, 160, 223–237.
- Peryt, T. M. 1983. Classification of coated grains. – In: Coated grains (Ed. by T. M. Peryt). Berlin, Springer-Verlag, 3–6.
- Sarg, J. F., J. R. Markello, L. J. Weber. 1999. The second-order cycle, carbonate-platform growth, and reservoir, source, and trap prediction. – In: Advances in carbonate sequence stratigraphy: applications to reservoirs, outcrops, and models (Ed. by P. M. Harris, J. A. Simo and A. H. Saller). SEPM Spec. Publ., 63, 1–24.
- Tronkov, D. 1968. Über die Paleogeographie der Trias in Bulgarien (Untertriadisches Festland von Belogradcik). – *Compt. rend. Acad. bulg. Sci.*, 21, 363–366.
- Tronkov, D. 1969. Neue Angaben über das Alter der bunten Gesteine des “Räts“ (obere Trias) in Bulgarien. – *Compt. rend. Acad. bulg. Sci.*, 22, 1169–1172.
- Tronkov, D. 1972. Neue Daten über die Stratigraphie und Paläogeographie der unteren und mittleren Trias in nord-west-Bulgarien. – *Compt. rend. Acad. bulg. Sci.*, 25, 1089–1092.
- Tronkov, D. 1976. Triassische Ammoniten-Sukzessionen im Westlichen Balkangebirge in Bulgarien. – *Compt. rend. Acad. bulg. Sci.*, 29, 1325–1328.
- Vail, P. R., F. Audemard, S. A. Bowman, P. N. Eisner, C. Perez-Cruz. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. – In: Cycles and events in stratigraphy (Ed. by G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher). Berlin, Springer-Verlag, 617–659.
- Zagorchev, I., K. Budurov. 1997. Outline of the Triassic paleogeography of Bulgaria. – *Albertiana*, 19, 12–24.
- Zagorchev, I., K. Budurov. 2007. Stratigraphic problems of the Moesian Group (Upper Triassic, peri-Tethyan type), Bulgaria. – *Geologica Balc.*, 36, 31–53.

Постъпила март 2019 г.