

Геол. ан. Балк. пол. Ann. Géol. Penins. Balk.	61	1	27-54	Београд, децембар 1997 Belgrade, Decembre 1997
--	----	---	-------	---

УДК 552.51/52:551.733.1(497.11–11)

Оригинални научни рад

ПЛИТКОМОРСКИ СИЛИЦИКЛАСТИТИ ОРДОВИЦИЈУМА ХОМОЉСКИХ ПЛАНИНА, ИСТОЧНА СРБИЈА (II)

од

Љубинке Масларевић* и Бранислава Крстића**

У области Хомољских планина ордовицијум изграђују плиткоморски метакластити у којима се могу издвојити три седиментна циклуса. Прва два одговарају доњем, односно доњем и средњем ордовицијуму а трећи горњем ордовицијуму. Карактеристике седимената првог и другог циклуса описане су раније (Масларевић и Крстић, 1996). У овом раду дате су карактеристике седимената горњег ордовицијума, који лежи трансгресивно преко старијих чланова ордовицијума, стена зеленог комплекса и гнајсева. Горњем ордовицијуму припадају углавном метапешчари субаркозног до кварцног састава, ређе метаалевролити, метаглинци, метарожнаци и метаконгломерати. Седименти су таложени на плитком шелфу са повременим оплићавањем и у пределу између шелфа и потопљеног жала. Горњоордовичка старост је одређена на основу брахиопода (*Strophomenidae*, *Orthidae*) и ехинодермата (*Cystoidea*–*Heliocrinites*). Дебљина седимената горњег ордовицијума је око 600 метара.

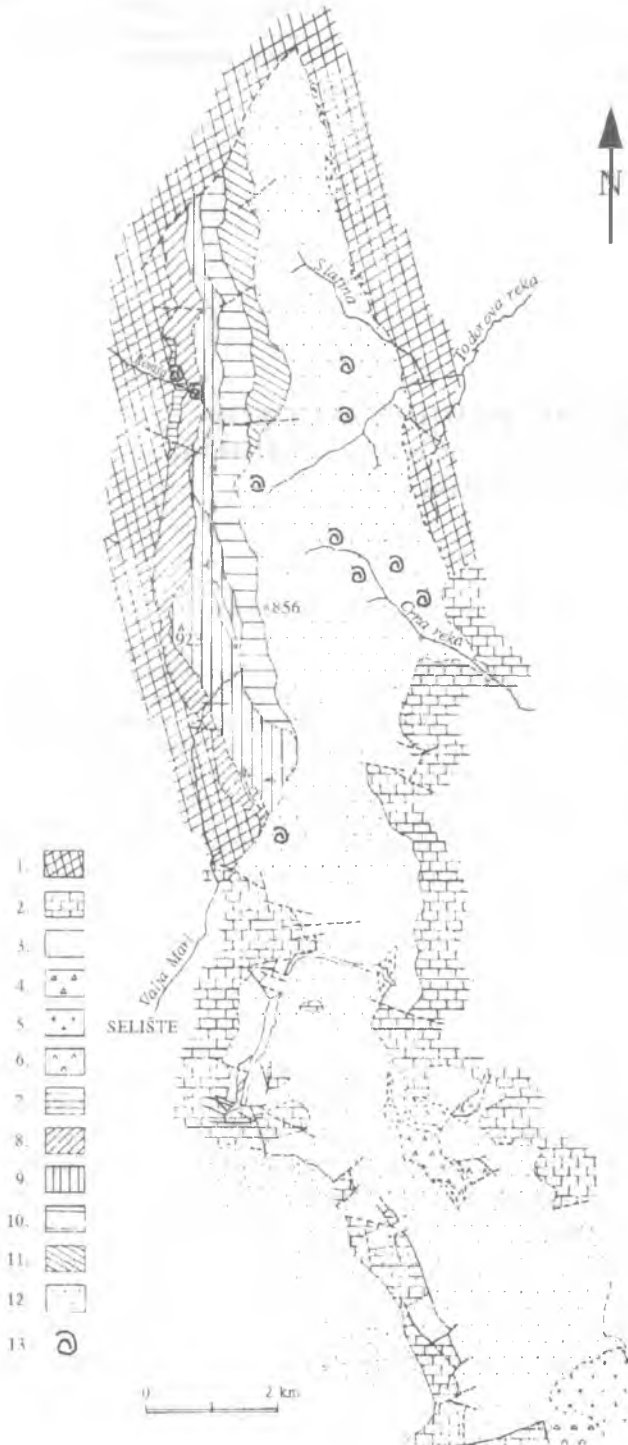
Кључне речи: источна Србија, Хомољске планине, плиткоморски метакластити, ордовицијум.

УВОД

Седименти ордовицијума у области Хомољских планина представљају плиткоморске силицикластичне седименте таложене на плитком шелфу са повременим оплићавањем и у пределу између шелфа и потопљеног жала, под плиматском доминацијом. Плиматска активност била је појачана или се смењивала са олујним таласима на шта указују бројне карактеристике седимената. Старост седимената утврђена је на основу палеопалиноморфи (доњи ордовицијум) и брахиопода (*Strophomenidae*, *Orthidae*) и ехинодермата (*Cystoidea*–*Heliocrinites*) (горњи ордовицијум). Карактеристике седимената доњег и средњег ордовицијума, као и преглед ранијих испитивања описани су раније (Масларевић и Крстић, 1996). У даљем тексту биће приказани резултати наших испитивања седимената горњег ордовицијума – формације Слатине.

* Струмичка 96, 11000 Београд.

** Министарство рударства и енергетике, Ровињска 12, 11050 Београд.



Сл. 1. Упростиена геолошка карта дела Хомолјских планина (израдили Б. Крстић и Љ. Масларевић, у сарадњи са Д. Баранином и Р. Јовановићем). 1. зелене стене и зелени шкриљци. 2. средња и горња јура. 3. неоген. 4. конгломерати и брече горње креде. 5. ларамиијски гранитоиди. 6. габроидне стене. 7. трансресивни и плиткоморски метакласити Комше (доњи ордовизијум). 8. трансресивни и плиткоморски кварцни метапешчари Комше (доњи ордовизијум). 9. шелфни метаалевролити и аргилошисти Комше. 10. сиви и љубичасти метапешчари и аргилошисти Жуматаћа. 11. субаркозни и аркозни метапешчари Жуматаћа. 12. косослојевити метапешчари Слатине (горњи ордовизијум). 13. налазишта фосилне фауне.

Fig. 1. Simplified geological map of Homolje mountains (prepared by B. Krstić and Lj. Maslarić, assisted by D. Baranin and R. Jovanović). 1. Green rocks and green schists; 2. Middle and Upper Jurassic; 3. Neogene; 4. Upper Cretaceous conglomerates and breccias; 5. Laramian granitoids; 6. Gabbroid rocks; 7. Lower Ordovician transgressive and shallowsea quartzose metasandstones; 8. Shelf metasandstone and argillaceous schist of Komša; 9. Grey or violet metasandstones and argillaceous schists of Žumatača; 10. Subarkosic and arkosic metasandstones of Žumatača; 11. Upper Ordovician cross-bedded metasandstones of Slatina; 12. Fossil fauna localities.

ПРИКАЗ СТУБА ФОРМАЦИЈЕ СЛАТИНЕ

Трећи циклус седиментације – плиткоморски метакластити горњег ордовицијума Слатине. Ова формација је углавном изграђена од метапешчара различите крупноће зрна, ређе метаконгломерата, метаалевролита, метаглинаца и метарожнаца.

Формација Слатине лежи трансгресивно преко старијих седимената ордовицијума, стена метаморфисаних под условима фације зелених шкриљаца (вероватно горњопротерозојске старости) и стена гнајсног комплекса. По суперпозицији се може поделити на два члана: сивозелене шелфне метапешчаре Бање (члан А) и кослојевите румене и сиве метапешчаре Слатине (члан Б). Посебно ће бити описан профил седимената горњег ордовицијума – сивих и румених метапелита са метарожнацима и метапешчара у Црној реци који са профилем Бања–Слатина није у континуитету (налази се око 5 km јужно) а који такође одговара формацији Слатине, односно горњем ордовицијуму.

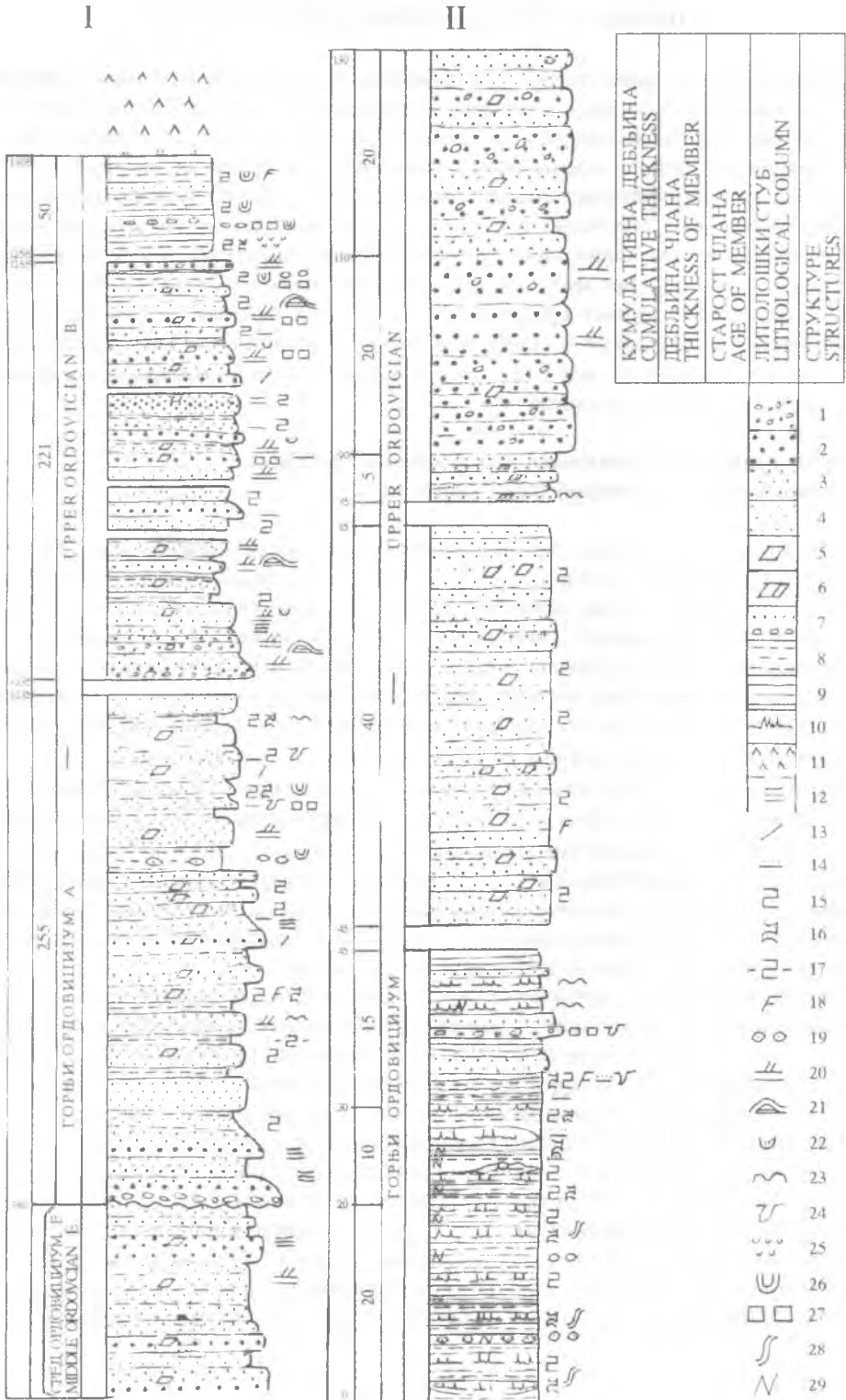
Трансгресивни и плиткоморски сивозелени шелфни субаркозни метапешчари Бање (члан А).

Овај члан је углавном грађен од ситнозрних метапешчара (око 70%), ређе средње и крупнозрних метапешчара (око 15%) и метаалевролита (око 15%). Седиментација почиње белим базалним метаконгломератима кварцног састава који леже трансгресивно преко старијих нивоа ордовицијума као и преко пре-ордовичких кристалстих шкриљаца. Они навише прелазе у крупнозрне и средњезрне беле кварцне метапешчаре и ситнозрне метасубаркозе са ретким метаалевролитима. Генерално седименти овог члана показују уситњавање зрна навише, са неколико секвенци уситњавања навише до 10 m дебљине (сл. 2, стуб I).

Метапешчари су слојевити (до 50 cm) или су банковити. Граде монотона пешчана тела до 20 метара дебљине или се различите врсте међусобно смењују у пакетима до 60 метара дебљине. Ситнозрни метапешчари су често танкослојевити (1–10 cm) и ламинирани са метаалевролитима или се са њима брзо смењују. Честе су танке турбидитне секвенце: ситнозрни метапешчар–метаалевролит, некад и метаглинац. Доња граница метапешчара је оштра, некад неравна са ерозијом и утискивањем, а запажа се и преталожавање доњег глиновитог или алевролитског слоја.

Седименти показују хоризонталну слојевитост, честу хоризонталну, некад непрекидану ламинацију, таласасту, ређе косу и сочивасту ламинацију, пламене језичке и трагове биоглифа који секу слој. Ове структуре су нарочито честе у финозрним седментима где се запажају и ламине обогаћене хематитом. Градација је најчешћа у финозрним седментима. Дебљина јединице је око 255 метара.

Петролошке карактеристике. Метапешчари припадају субаркозама, ређе кварцним метапешчарима, а у вишим деловима стуба се налазе на граници са метаркозама. Метаграуваке су ретке. Метапешчари су доста добро до осредње сортирани, структуре бластопсамитске. То су зрели седименти са најчешћим састојком кварцом, који са фрагментима метарожнаца гради око 88% детритичне компоненте метасубаркоза и 96–98% кварцних метапешчара. Кварц је средње заобљен, овалан и сферичан, каткад угласт. Зрна су каткад омотана хематитом. Доста свеж



фелдспат (око 8% код метасубаркоза и 2% од детритичке компоненте код кварцних метапешчара) припада албиту и киселом плагиокласу. Паралелно оријентисан мусковит гради 0–4% детритичних састојака. Као одломци стена најчешћи су заобљени глиновити метарожнаци, гранитоиди, спилити и интракласти метаалевролита. Фрагменти кварцита, нискометаморфисаних шкриљаца и друга детритична зрна од притиска се деформишу, дробе и стапају са матриксом градећи "псеудоматрикс" (Dickinson, 1970). Ови метапешчари су са зрнастом, ређе матриксом потпором (20–56% матрикса и "псеудоматрикса"). Матрикс је примарни глиновити, услед ниског метаморфизма прекристалисао у мешавину криптокристаластог кварца, серицита и хлорита и кородује детритична зрна по врховима (Табла I, сл. 2). У процесу метаморфизма настали су порфиروبласти хлорита и пакети хлорита и мусковита.

Метаалевролити се састоје од кварца и фелдспата у богатом матриксу од ситног кварца, хлорита и серицита са сагенимом и крупнијим пакетима хлорита. У њима су видљиве раније наведене структуре: градација, ламинација, биоглифи и др.

Интерпретација. Трангресивна секвенца са почетка овог циклуса седиментације указује на таложење од приобаља према зони даље од обале. Претежно песковити састав седимената, њихово смењивање, седиментне структуре без градова изроњавања седимената и дубљег каналисања сугерише да се седиментација одвијала углавном на шелфу под утицајем олујне и плиматске активности. Зрелост седимената, претежно песковити састав са мало глиновите компоненте указује на плиматску доминацију. Ретки фосилни остаци такође су карактеристика плиматских песковитих тела.

Хоризонтална ламинација означава депозицију из облака суспензије и према Reinecku and Singhu (1973) велика количина обалског песка захваћена олујама ношена је на потопљено жало и даље на шелф и исталожена у виду ламинираног песка кад олује стану. Танке турбидитне секвенце интерпретиране су као продукт повремених олујних таласа са опадајућом брзином. То су дистални олујни слојићи (s.f. Anderton, 1976), при чему је свака секвенца генерисана једним олујним током. Масивни пешчари без унутрашњих структура могли су настати брзом депозицијом, као седименти лепог времена и као резултат константног степена седиментације у дужем периоду, без промене у снабдевању и врсти материјала.

Сл. 2. Стратиграфски стубови формације Слатине. I – Горњи ордовицијум у локалитету Слатина. II – Горњи ордовицијум у локалитету Црна река. 1. метаконгломерат. 2. крупнозрни метапешчар. 3. средњозрни метапешчар. 4. ситнозрни метапешчар. 5. субаркоза, 6. аркоза. 7. кварцни метаконгломерат и метапешчар. 8. метаалевролит, 9. метаглинац. 10. метарожнац. 11. габро. 12. хоризонтална слојевитост. 13. масивни. 14. градациона слојевитост. 15. хоризонтална ламинација. 16. таласаста ламинација. 17. испрекидана ламинација. 18. коса ламинација, 19. хоризонтална ламинација. 20. коса слојевитост (табуларна). 21. брежуљкаста коса слојевитост, 22. кашикаста коса слојевитост и ламинација. 23. трагови таласа, 24. трагови утискивања. 25. тањираста структура. 26. биоглифи, 27. разорен и преталожен слој, 28. трагови клижења, 29. силициозни.

Fig. 2. Stratigraphic columns of Slatina Formation. I – Upper Ordovician in Slatina; II – Upper Ordovician in Crna Reka. 1. Metaconglomerate; 2. Coarse-grained metasandstone; 3. Medium-grained metasandstone; 4. Fine-grained metasandstone; 5. Subarkose; 6. Arkose; 7. Quartz metaconglomerate and metasandstone; 8. Metasiltstone; 9. Metashale; 10. Metachert; 11. Gabbro; 12. Horizontal bedding; 13. Massive rock; 14. Graded bedding; 15. Horizontal lamination; 16. Wavy lamination; 17. Interrupted lamination; 18. Cross (tabular) lamination; 21. Hummocky cross bedding; 22. Trough cross stratification; 23. Wave marks; 24. Load casts; 25. Dish structure; 26. Bioglyphs; 27. Destroyed and redeposited bed; 28. Slide marks; 29. Siliceous rock.

Косослојевити румени и сиви метапешчари Слатине (члан Б).

Овај члан је углавном грађен од метапешчара (субаркоза, кварцних пешчара, ређе аркоза и субграувака). Ређи су метаглинци, метаконгломерати и метаалевролити. Метапешчари граде слојеве од неколико cm до 50 cm дебљине или су банковити и масивни. Преовлађују средњозрни (у пакетима до 10 метара дебљине) и ситнозрни (до 20 метара дебљине) док су крупнозрни пешчари подређени. Боје су сиве, румене до љубичасте, сивозелене и беле. У најнижем делу члана је секвенца: беличасти ситнозрни конгломерат–метапешчар, а навише се разни пешчари међусобно смењују у dm–m пакетима, са прослојцима и ламинима метаглинаца и метаалевролита. Овај члан се карактерише са више секвенци умањивања зрна навише – од крупнозрног или средњозрног метапешчара (ређе ситнозрног метаконгломерата) до ситнозрног метапешчара, ретко метаалевролита или смене метапешчар–метаглинац у укупној дебљини секвенце до 5 m. (Табла II, сл. 3). Доња граница секвенце је оштра, равна или ерозиона, ретко са преталоженим глиновитим материјалом. Стуб горњег ордовицијума у профилу Слатине завршава се челфним сивим и руменим хоризонтално, косо и таласасто ламинираним метаглинцима и метаалевролитима дебелим око 50 m који се налазе у тектонском контакту са вулканогено–седиментним стенама метаморфисаним под условима фације зелених шкриљаца. Дебљина косослојевитих метапешчара је око 270 метара.

Главна карактеристика седимената овог члана су бројне седиментне структуре које указују на разноврсне процесе у области седиментације и механизме транспорта материјала. То су хоризонтална и разне врсте косе слојевитости и ламинације, сочиваста и таласаста слојевитост и ламинација и др. Ове слојевитости се често међу собом смењују, а настале су променом боје и гранулометријског састава, ретко потенциране оријентацијом валутака. Доње површине слојева су равне или ерозионе нарочито код смене грубозрних и финозрних слојева, уз откидање финозрне подлоге.

Поред хоризонталне најчешћа је табуларна планарна коса слојевитост. То је, по Allen (1963) ситна коса слојевитост дебљине сетова до 5 cm, чешће крупна коса слојевитост, дебљине сетова преко 30 cm па и преко 50 cm, дужине до више метара, благог нагиба до 15° или стрмијег, до 20°. Сетови су груписани или појединачни, често у смени са хоризонталном слојевитошћу или ламинацијом (Табла I, сл. 1). Оријентисани су у истом (Табла I, сл.4) или у супротним смеровима (Табла I, сл. 4). Односи сетова су неерозиони или ерозиони, доња површина је равна или неправилна (Табла I, сл. 5). Ређа је тангенцијална коса слојевитост и ребља кост коса слојевитост са сетовима који показују супротне смерове. Кашикаста коса слојевитост и ламинација је честа код финозрних седимената. Дебљина косих сетова је око 5 cm (Табла II, сл. 1 и 2) а често су дебљи (Табла III, сл. 3). Сетови су обично груписани са кашикастом доњом површином. Запажена је таласаста слојевитост и трагови асиметричних, ређе симетричних таласа. Брежуљкаста коса слојевитост је ређа и често малог распона и малих амплитуда (Табла II, сл. 5). Карактерише се слојевима са површинама у виду брежуљака и удубљења, оштре доње површине са ерозијом. Запажају се и крупне брежуљкасте површине слоја, распона до неколико метара и амплитуде до 50 cm.

Градација је честа у метапешчарима (ситнозрни метапешчар–метаалевролит). Запажа се и у метаконгломератима (Табла III, сл. 1). У комбинацији са хоризон-

талном и косом ламинацијом даје танке турбидитне секвенце са Боумином поделом а, б и с (Вouma, 1962) (Табла II, сл. 4). Запажена је нормално инверсна градијација и исклињавање слојева. Валаци су оријентисани паралелно слојевитости, под малим или стрмим углом на слојевитост, а негде су оријентисани у супротним смеровима (Табла II, сл. 1). Биографи се налазе у финозрним седиментима.

Петролошке карактеристике. Микрофацијално ови метапешчари су слични метапешчарима претходног члана, али су мање метаморфисани. То су метасубаркозе и кварцни метапешчари, који се на Фолковом дијаграму често налазе на граници једних и других, са преовлађивањем метасубаркоза (Табла I, сл. 3). Повећањем садржаја фелдспата оне прелазе у метааркозе. Метасубтраваке су ретке. Текстуре су средњозрне и ситнозрне, ређе крупнозрне. Садрже 28–46% матрикса и кварцног и хематитског цемента од кога добијају румену боју. У појединим пешчарима има готово изотропног хлорита у везиву са порфибластима хлорита. Неки конгломерати садрже доста валутака спилит–кератофирских стена и кератофира са хлоритом у везиву.

Металевролити и метаглинци су сличног састава као у претходном члану.

Интерпретација. Главне карактеристике косослојевитих метапешчара Слатине – умањивање зрна навише, смењивање седимената, седиментне структуре, ерозија и преталоживање итд. указују на плиткоморску силицикластичну седиментацију у којој су владали веома разноврсни процеси. Ови текстурно и минералогски доста зрели метапешчари са мало глиновите и нестабилне компоненте, образовани су на шелфу и у пределу између шелфа и потошљеног жала са плиматском доминацијом. Плиматска активност била је појачана или се смењивала са олујним таласима који су се образовали ближе обали, носили песак у суспензији и таложили га на потошљеном жалу и даље од обале на шелфу.

Докази за плиматску доминацију су: секвенце уситњавања зрна навише; табуларна планарна коса слојевитост оријентисана у супротним правцима или у истом правцу; рибља кост коса слојевитост; оријентација валутака у два супротна смера; ерозионе површине мањих размера и преталоживање финозрног слоја; појава заобљеног интракласта из исте или старијих јединица (Табла III, сл. 2) који је плиматским таласима кретан и заобљаван; симетрични трагови таласа; ретки фосилни остаци (Sweett et al, 1971); биотурбације; минералогска и текстурна зрелост (преовлађивање стабилних минерала кварца и циркона у тешкој фракцији) услед продужене абразије плиматским кретањима и редукције нестабилних компоненти; доста добра заобљеност зрна и релативно добро сортирање; преовлађујући средњозрни (ситнозрни) пешчари и др.

Докази за олујну доминацију су: асиметрични трагови таласа; таласаста слојевитост; градијација; таласаста и коса ламинација (турбидити) (Табла II, сл. 4); сочиваста слојевитост ситнозрних метапешчара у метаглинцима; хоризонтална слојевитост и ламинација каткад са ерозијом; брежуљкаста коса слојевитост и брзо смењивање грубозрних и финозрних седимената; ретка концентрација тешких минерала у ламинама.

Коса слојевитост је образована на разне начине. Табуларна коса слојевитост је продукт миграције крупних или ситних песковитих таласа. Потенцирана ситним валуцима по Bougeois–у (1980) одговара челу плаже. Сетови косе слојевитости оријентисани у истом смеру (Табла I, сл. 4) могу означавати права једносмерна течења, или ситуацију у којој су реверсна плиматска течења била недовољно јака да произведу таласе (Banks, 1973). Биполарни сетови указују на јака плиматска

течења. Кашикаста коса слојевитост и ламинација означава мале подводне дине образоване плиткоморским придненим течењем, или запуњавање малих удубљења.

Сочиваста слојевитост је образована услед дужег деловања олуја, при чему су слојеви олујних пескова преобликовани у издужена, често неповезана сочива (Raaf et al., 1997).

Брежуљкаста коса слојевитост по Svift et al. (1983) указује на олујне седименте унутрашњег шелфа, а Duke (1985) сматра да је ова слојевитост у палеозооку, који је имао сличну климу данашњој, стварана за време интензивних зимских олуја, као и тропских циклона. Ова слојевитост је индикатор депозиције између базе таласа лепог времена и олујних таласа. Брежуљкасте површине слоја означавају необично јаке зимске олује (Hunter and Clifton, 1982). Таласаста ламинација код таласа који заседају подину (налик на брежуљкасту косу слојевитост) произведена осцилаторним кретањем генетски је слична брежуљкастој косој слојевитости (Табла III, сл. 2).

Интеркалације пелита у грубозрнијим седиментима указују на седиментацију финозрних седимената из суспензије. Танке турбидитне секвенце у овим плиткоморским условима указују на течења опадајуће брзине, и продукат су олуја које су већу количину седимената у суспензији транспортовале даље од обале (Reading, 1981).

Недостатак доказа изроњавања (пукотине исушивања и веће количине интракласта) упућује на субтајдалну седиментацију, са повременим субтајдалним малим каналима и јаругама са шљунчаним лагом и интракластом.

Сиви и румени метапелити и метапешчари Црне реке

Метапелити и метапешчари Црне реке представљају бочно продужење профила Слатине. У овом подручју реконструисан је стуб седимената горњег ордовицијума дебео око 130 метара (Сл. 2, стуб II).

У најнижем делу стуба налазе се ламинирани црвени метаалевролити и силициозни често хематитски метаглинци са хоризонталном, таласастом, сочивастом, ретко и косом ламинацијом. Границе између ламина су оштре или је само доња граница метаалевролита оштра и неравна – ерозиона са фином градијацијом. Ретки су трагови ситних асиметричних таласа. У њима се налазе сочива црвених хематитских, глиновитих метарожнаца дебљине до 20 метара, који су такође ламинирани са метаглинцима и метаалевролитима (Табла IV, сл. 1). Честа су сингенетска клижења.

У овим црвеним седиментима налазе се орудњења мангана (Milošaković i dr., 1982).

Идући ка вишим деловима откривеног стуба уочава се укрупњавање зрна и слојева навише тако да метапелите замењују слојевите, сивозелене до румене метасубаркозе, белчасти ситнозрни кварцни метаконгломерати и крупнозрни кварцни метапешчари (сл. 2, стуб II). У овим метапешчарима слабо је уочљива хоризонтална, ретко коса ламинација а запажена је и табуларна планарна коса слојевитост малог угла и ретки трагови симетричних таласа (Табла IV, сл. 2). На Чока Стр-нишел често је подводно клижење $cm-dm$ димензија и мешање пешчара и хематитских глинаца (Табла IV, сл. 4), затим утискивање пешчара у пелит и обрнуто утискивање (Табла IV, сл. 3 и 5).

Петролошке карактеристике. Хематитски глиновити метарожнаци и хематитски силициозни метаглинци садрже доста радиоларија и силициспонгија. Из серпичитско-кварцно-хлоритске основе издвајају се порфиробласти хлорита и хлорита са мусковитом. Рендгенско дифрактометријском анализом ових стена нађено је доста кварца, мање хематита, илита и хлорита и мало фелдспата. По хемијском саставу хлорит одговара ришидолиту, код кога су тешки атоми представљени гвожђем а мусковит је у извесном степену хидратисан и прелази у хлорит (Krstanović, 1988).

Метапешчари су слични раније описаним. Поједини примерци овде садрже доста одломака кератофира.

Интерпретација. Црвени метапелити са рожнацима таложени су на слабо храњеном спољном шелфу, где се у периодима готово одсуства детритичне седиментације стварају хемијски седименти – хематитски глиновити рожнаци, који би могли бити носиоци манганске минерализације. Сматра се да се силицијски гел таложи заједно са глиновитим муљем, а да се током ране дијагенезе акумулирају рожнаци. Рожнаци на шелфу, према Hein et al. (1987) стварани су у зони која може бити под утицајем краткотрајног бочног продужења зоне уздицања хладних океанских вода (oceanic upwelling). Гвожђе којим су богати ови седименти (и до 40%), евентуално и манган, долазили су са копна или су вулканског порекла и депоновали су се заједно са седиментом, а издвајање је обављено током дијагенезе (Hein et al., 1987). Вујановић (1981) и Антонијевић (1995) орудњења манганом у ордовицијуму Хомољских планина (Лазница) везују за вулканизам и дубокоморску седиментацију. Међутим, како су ово изразито плитководни седименти у њима се могу појавити само мање концентрације манганских минерала сочивастиг облика.

Седиментација пелита одвијала се или испод базе таласа или у зони са дисталним олујним таласима који су дали разне врсте ламинације и градицију са слабом ерозијом.

Грубозрнији седименти горњег дела стуба интерпретирани су као депонати могућег локалног оплићавања према приобаљу. Таложени су под климатским утицајем (трагови таласа, табуларна коса слојевитост), као и под утицајем олујних ветрова који су дали брзу смену финозрних и грубозрних седимената са траговима ерозије и преталожавања. Доста честе сингенетске деформације и мешање различитих неочврслних седимената настаје од шокова услед наглог приноса грубозрнијег седимента вероватно изазваног јаким таласима (Табла IV, сл. 4) или од повремених сеизмичких кретања. На сличан начин се могу објаснити и грубозрни седименти са муљним кластима. Запажено је и истискивање воде услед очвршћавања.

Ретка фосилна фауна брахиопода и ехинодермата указује на плитку, мирну и топлу воду, нормалног салинитета (могуће заливе и естуаре) а трагови фосила *Planolites*–такође на плитку воду, испод базе таласа лепог времена, могуће и унутрашњи шелф. Ова фауна може бити морским струјама донета на шелф.

ТЕШКИ МИНЕРАЛИ

Тешки минерали формације Слатине слични су по садржају и начину појављивања тешким минералима формације Комше. Горњи ордовицијум формације Слатине садржи следеће тешке минерале: циркон, турмалин, рутил, гранат, титанит, апатит, епидот, леуоксен, магнетит и илменит као сталне или често присутне минерале. Ређи су: зелени амфибол, ромбични пироксен, стауролит, док се само повремено јављају пијемонтит, клинозоизит, мрки амфибол, актинолит, тремолит,

биотит, монацит, хлоритоид, дистен, андалузит, силиманит, анатас, брукит, ксенотим, ортит, топаз, моасанит и зоизит. Преовлађује ултрастабилни циркон (8–86% тешких минерала, најчешће 50–80%), затим стабилни гранат (0–39%, најчешће до 10%), који су резултат интензивне обаде таласима, дужег транспорта и преталожавања. Магнетит и илменит граде 0–47%, најчешће испод 10%, и апатит (0–28%, најчешће до 10%).

Аутигени минерали су: хематит (лимонит), хлорит, самородно гвожђе, карбонат и пирит. Хематит често преовлађује у целој тешкој фракцији (2–97%, најчешће 20–50% тешке фракције). Настаје на рачун осталих Fe минерала у топлој клими и хемијски у морској води. Хлорит изграђује 0–93%, најчешће до 20% тешке фракције. Углавном је настао рекристализацијом из глиновитог матрикса, дејством метаморфних процеса. Ретко је детритичан и тада је сферичан вероватно као продукт акције ветра. Самородно гвожђе учествује са 0–74%, најчешће до 20% тешке фракције. Долази из кварцних жица, а по неким ауторима (као и моасанит) је метеорског порекла.

Садржај тешке фракције креће се од 0,2–15%, средњи садржај је 3,6%.

ПОРЕКЛО МАТЕРИЈАЛА

Судећи по фрагментима стена у седиментима и тешким минералима седименти формације Слатине воде порекло од истих стена као и слојеви доњег и средњег ордовицијума формације Комше. То су гранитоиди из којих потичу кристали циркона, турмалина, рутила, апатит и магнетит, кристаласти шкриљци зеленог комплекса и гнајсног комплекса – игличасти и издужени кристали циркона и турмалина, гранат, епидот, дистен, стауролит и андалузит, базичне магматске стене (илменит), стене спилит–кератофирске асоцијације и седиментне стене (добро заобљен, овалан и сферичан циркон и апатит).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЈА И ПАЛЕОТРАНСПОРТ

Сматра се да су у ордовицијуму обале биле стабилне, без вегетације, са ниским рељефом, и да су преовлађивале плиткоморске платформе. То је условило дужи транспорт рекама, добро заобљавање зрна и преовлађивање стабилних минерала. Уз то су, у оваквим условима, снажно деловали плиматски процеси и таласи изазвани ветром и олујама.

Палеотранспорт се расипа према југозападу, западу и југу, но преовлађује транспорт према југозападу.

ПАЛЕОМАГНЕТИЗАМ

На основу палеомагнетских испитивања седимената горњег ордовицијума–метарожнаца, метаглинаца и метапешчара у области Хомољских планина (Црна река) Милићевић (1994, 1996) закључује да се примарни седиментациони простор налазио на приближно 33,3° јужно од палеоекватора, заротиран за око 20–30° од савременог положаја у правцу запада (супротно кретању казаљке на сату). Плиткоморски карактер седиментације и депозиција у зони високе енергије нису деградирани оријентацију феромагнетских минерала. Карактеристични правац магнетизације је D=334, I=-52. Пошто је савремена позиција ордовицијума Хомољских планина на

око 44,3° северне географске ширине може се закључити да су седименти ордовицијума од свог примарног места таложења па до садашње позиције прешли растојање од око 8.600 километара. Интересантна је напомена Милићевића да палеоинклинације указују да се депозициони простор ордовицијума Хомољских планина налазио јужније од депозиционог простора ордовицијума Кучајских планина.

СТРУКТУРНИ СКЛОП

Седименти ордовицијума Хомољских планина имају доста сложен структурни склоп. На основу анализе слојевитости, по Вагану (1990), седименти су убрани у систем планарних цилиндричних, ређе планарних нецилиндричних набора. Статистичком обрадом *ss* површина добијена су крила набора са средњим статистичким вредностима 76/41 и 255/45 и *b* осом која има елементе пада 349/4 и тоне према северу. Статистичка аксијална површ ових набора је субвертикална са источном вергенцом. Издвојено је више пликативних облика међу којима се истиче Хомољска синклинала (Ђорђевић и др., 1970).

ЗАКЉУЧАК

Формација Слатине грађена је од пешчара, ређе конгломерата, док су алевролити и глинци чешћи у горњем делу стуба. Старост формације је одређена на основу брахиопода (*Strophomenidae*, *Orthidae*) и ехинодермата (*Cystoidea*–*Heliocrinites*). Формација лежи трансгресивно преко старијих делова ордовицијума и стена зеленог комплекса. Главне карактеристике ових плиткоморских, претежно пешчарских сукцесија су: смењивање седимената различите крупноће зрна, њихова зрелост, разне врсте слојевитости и ламинације (нарочито косе слојевитости) са ерозијом и преталожавањем, секвенце уситњавања зрна навише, градација и др. За интерпретацију депозиционих средина примењен је модел са плиматском и олујном доминацијом. Плиматски и олујни таласи су деловали истовремено или су се смењивали. Остали процеси су малог значаја. Седиментација се одвијала на унутрашњем шелфу према потопљеном жалу, а финозрни седименти са рожнацима Црне реке депоновани су на спољњем шелфу уз краткотрајно мешање са хладним океанским водама (*oceanic upwelling*), погодним за стварање рожнаца.

Главни параметри који су утицали на депозицију су састав изворних области (магматске, метаморфне и седиментне стене), топла клима, релативно низак рељеф обала и плиматска и олујна активност.

Геол. ан. Балк. пол. Ann. Geol. Penins. Balk.	61	1	27-54	Београд, децембар 1997 Belgrade, Decembre 1997
--	----	---	-------	---

UDC 552.51/.52:551.733.1(497.11-11)

Original scientific paper

ORDOVICIAN SHALLOW-SEA SILICICLASTICS OF HOMOLJE MOUNTAINS, EASTERN SERBIA (II)

by

Ljubinka Maslarević* and Branislav Krstić**

Ordovician rocks of Homolje mountains are shallow-sea metaclastics from three sedimentation cycles. The lower two correspond to the Lower, and Lower and Middle Ordovician, and the upper one to the Upper Ordovician. Characteristics of the first and second cycles are described earlier (Maslarević and Krstić, 1996). The Upper Ordovician deposits (Slatina Formation), transgressive over older Ordovician rocks, green rocks and gneisses are described in this article. Upper Ordovician rocks are dominantly metasediments, subarkose to quartzose in composition, and metasilstones, metashales, metacherts, and conglomerates. Sediments were deposited on shallow shelf and between the shelf and shoreface. Ordovician age is dated using brachiopods (Strophomenidae, Orthidae) and echinoderms (Cystoidea-Heliocrinites). The thickness of Upper Ordovician rocks is about 600 metres.

Key words: eastern Serbia, Homolje mountains, shallow-sea metaclastics, Ordovician.

INTRODUCTION

Ordovician rocks in Homolje mountains region are shallow-sea siliciclastic sediments deposited on shallow shelf, periodically shoaling, and in the tide-dominated area between the shelf and the shoreface. The tidal activity was strengthened or alternating with storm waves, as indicated by many rock characteristics. Rocks are dated using palaeopolynomorphs (Lower Ordovician) and brachiopods (Strophomenidae, Orthidae) and echinoderms (Cystoidea - Heliocrinites). Rocks of the Lower and Middle Ordovician are described and the history of study is given earlier (Maslarević and Krstić, 1996). Upper Ordovician rocks, Slatina Formation, will be described in this article.

SLATINA FORMATION COLUMN

Rocks of the third sedimentation cycle are Upper Ordovician transgressive and shallow-sea metaclastics of Slatina. The formation is prevailingly made up of varisized metasediments, metasilstone, metashale, and metachert.

* Strumička 96, 11000 Belgrade.

** Ministry of Mining and Energy, Rovinjska 12, 11050 Belgrade.

Slatina Formation lies transgressively over the older Ordovician rocks, rocks metamorphosed under the greenschist facies conditions (of the likely Upper Proterozoic age) and rocks of a gneiss complex. In respect of superposition, two members are distinguished: grey-green shelf metasandstone of Banja (member A) and pink or grey cross-bedded metasandstone of Slatina (member B). A section through Upper Ordovician rocks of grey and pink metapelite with metachert and metasandstone in Crna Reka, which is not continuous with Banja – Slatina section (located some 5 km to the south) but corresponds to Slatina Formation, or the Upper Ordovician, will be described separately.

Transgressive and shallow-sea grey-green shelf subarkosic metasandstones of Banja (member A).

The member is largely composed of fine-grained metasandstones (about 70%), medium- and coarse-grained (about 15%), and metasilstone (about 15%). The member begins with white basal metaconglomerate of quartzose composition which lies transgressively over the pre-existing Ordovician levels and over pre-Ordovician crystalline schist. Upward follow coarse- or medium-grained white quartzose metasandstone and fine-grained metasubarkose with sparse metasilstone. Generally, rocks of this member are fining upwards, with a few fining upwards sequences up to 10 m thick (Fig. 2, Column I).

Metasandstones are medium- (to 50 cm) or thick-bedded and form monotonous sand bodies up to 20 metres thick or various sandstones alternate in horizons of 60 metres or less. Fine-grained metasandstones are often thin-bedded (1–10 cm) or laminated with metasilstone or rapidly alternating with it. Thin turbidite sequences are common: fine-grained metasandstone–metasilstone, locally metashale as well. Lower metasandstone boundary is sharp, sometimes uneven from erosion and load casts, and also shows re-deposition of clayey or silty underbed.

Rocks show horizontal bedding, often parallel and locally interrupted lamination, wavy, or less common cross and lenticular lamination, flame structure and bioglyph traces intersecting a bed.

These structures particularly frequent in fine-grained rocks where also haematite-rich laminae are noticeable. Graded bedding is the commonest in fine-grained rocks. The thickness of the member is about 255 metres.

Petrologic properties. Metasandstones belong to subarkose group, or less frequently to quartzose metasandstone; in upper parts of the sedimentary column, these rocks are topped with metaarkoses. Metagreywacke is not a widespread rock. Metasandstones are well to medium sorted, of blastosammitic texture. These are mature rocks high in quartz, with metachert fragments contained by about 88% of the detrital metasubarkose component or 96–98% of quartzose metasandstone. Quartz grains are rounded, oval or spherical, occasionally angular, sometimes haematite-encrusted. Quite fresh feldspar (about 8% in subarkose and 2% of the detrital component in quartzose metasandstone) belongs to albite or acid plagioclase. Parallel-arranged muscovite is contained by 0–4% in the detrital component. The commonest rock fragments are rounded argillaceous metachert, granitoids, spilite, and metasilstone intraclasts. Fragments of quartzite, low metamorphic schist and other detrital grains are deformed by load, crushed and coalesced with

matrix forming "pseudomatrix" (Dickinson, 1970). Metasandstones are grain-, rarely matrix-supported (20–56% matrix and "pseudomatrix"). Matrix is primary clayey, recrystallized due to low metamorphism into a mixture of cryptocrystalline quartz, sericite and chlorite, corroding detrital grains on tops (Pl. I, Fig. 2).

Metasiltstones consist of quartz and feldspar in abundant matrix of small quartz, chlorite and sericite with sagenite and coarser chlorite. The rocks show the mentioned structures: graded bedding, lamination, bioglyphs, etc.

Interpretation. The transgressive sequence, lowest in the sedimentary cycle, suggests deposition seaward from the coast. Prevailing sandy composition of sediments, succession, sedimentary structures without traces of emergence or deep channelling, all suggest a dominantly shelf sedimentation influenced by storm and tidal waves. Sediment maturity, prevailing sandy composition with low clay component, indicates tidal domination. Rare fossil remains is another characteristic of tidal sand bodies.

Horizontal lamination is an evidence of deposition from suspension clouds; according to Reineck and Singh (1973), large quantities of sand, raised and carried by storms onto drowned beach and farther on shelf, were deposited as laminar sand after the storms. Thin turbidity sequences are interpreted as a product of intermittent storm waves of decreasing velocity. These are distal storm beds (s.f. Anderton, 1976), with each sequence generated by one storm. Massive structureless sandstones could have been formed by swift deposition, as fair-weather sediments, and as a result of constant sedimentation rate, supply of material and type of material through a long period.

Cross-bedded pink or grey metasandstones of Slatina (member B).

This member is largely composed of metasandstones (subarkose, quartzose sandstone, and rarely arkose and subgreywacke), and subordinately of metashale, metaconglomerate and metasiltstone. Metasandstones form beds from a few to 50 cm, or are thick-bedded or massive. The medium-grained (in group of beds up to 10 m thick) and fine-grained (to 20 m thick) varieties are prevailing over the coarse-grained sandstones. The colour of rocks is grey, pink to violet, grey-green, or white. The lowest part of the member is a sequence: whitish fine-grained conglomerate-metasandstone; upward follows a succession of dm-m horizons of sandstones interstratified by metashale and metasiltstone. The member has several fining upward sequences, from coarse or medium-grained, metasandstone (rarely fine-grained metaconglomerate) to fine-grained metasandstone, rarely metasiltstone or a metasandstone-metashale sequence up to 5 m thick (Pl. II, Fig. 3). The lower boundary of the sequence is sharp, even or erosional, rarely including resedimented clay material. Upper Ordovician column in Slatina section ends with grey and pink, horizontally, cross or wavy laminated shelf metashales and metasiltstones about 50 metres thick, in tectonic contact with volcanic-sedimentary rocks metamorphosed under the greenschist facies conditions. The thickness of cross-bedded metasandstone is about 270 metres.

The principal character of this member is a numerosity of sedimentary structures which indicate diverse processes in sedimentation and transport mechanisms. These are horizontal and varied cross-stratification, lenticular and wavy lamination, etc. Various beddings are often alternating, as a result of changes in colour or grain-size of materials, rarely of pebble orientati-

on. Lower bed surfaces are even or erosional especially where coarse- and fine-grained deposits are alternated, with tearing off from the fine-grained underbed.

The next most frequent is tabular cross-bedding. These are, according to Allen (1963), small-scale sets of 5 cm thick cross-beds, more common large-scale cross-beds of over 30 cm and even 50 cm, in metric lengths and gently dipping to 15° or to 20°. The sets are arranged or single, often alternating with horizontal strata (Pl. I, Fig. 1). The sets are arranged in the same (Pl. I, Fig. 4) or opposite (Pl. I, Fig. 1) directions. The relationships of sets is non-erosional or erosional, lower surfaces are even or uneven (Pl. I, Fig. 5). Tangential cross-bedding and herringbone cross-bedding are rarer, with sets in opposite directions. Trough cross-stratification is observed in fine-grained sediments. Cross-beds are about 5 cm thick (Pl. II, Figs. 1 and 2) or thicker (Pl. III, Fig. 3). Beds with trough-like lower surface usually form sets. Wavy bedding and marks of asymmetrical, rarely symmetrical, waves are noted. Hummocky cross-bedding is rarer, often small-scaled and of low amplitudes (Pl. II, Fig. 5), marked by beds with hummocks and concave surfaces and sharp erosional lower plane. There are also large hummocky bed surfaces, with metric hummocks to 50 cm amplitude.

Graded bedding is common in metasandstone (fine-grained metasandstone-metasiltstone). It is also noted in metaconglomerate (Pl. III, Fig. 1). Combined with horizontal and cross lamination, it gives thin turbidite sequence of a, b, c Bouma cycle (Bouma, 1962) (Pl. II, Fig. 4). Normal, inverse graded bedding and bed wedging are noted. Pebbles are arranged parallel with the bedding, or at a low or steep angle to the bedding plane, and in places in opposite directions (Pl. II, Fig. 1). Bioglyphs are found in fine-grained sediments.

Petrologic character. Microfacially, this metasandstone resembles metasandstone in the preceding paragraph, only it is lower metamorphic. These rocks are dominantly metasubarkose and quartzose metasandstones, often one beside the other on Folk's diagram (Pl. I, Fig. 3). They grade into metaarkose with increasing feldspar. Metasubgreywacke is rare. Rock texture is dominantly medium- or fine-grained, less coarse-grained. The rate of matrix and quartzose and haematitic cement, giving the rock its pink colour, is 28.46%. Some of sandstone cement contains almost isotropic chlorite with chlorite porphyroblasts. Some conglomerate contains much pebbles of spilite-keratophyre rocks and keratophyre with chlorite in cement.

Metasiltstone and metashale are similar in composition with the above rocks.

Interpretation. The principal characters of Slatina cross-bedded metasandstones: grain fining upwards, succession of sediments, sedimentary structures, erosion and resedimentation, etc. indicate a shallow-sea siliciclastic sedimentation controlled by diverse processes. These sandstones of advanced textural and mineral maturity with a low clay and unstable component, are formed on tide-dominated shelf in the area between the shelf and the shoreface. Tidal activity was strengthened or alternated with storm waves which formed near the beach, carried suspended sand and deposited it on the shoreface and farther sea-ward on the shelf.

Evidences of tide domination are: sequences of grain fining upwards; tabular planar cross-bedding in opposite or same direction; herringbone cross-bedding; pebble arrangement in two opposite directions; small-scale erosion surfaces and resedimentation of fine-grained bed; rounded intraclasts from the same or older units (Pl. III, Fig. 2) which

were moved and rounded by tidal waves; symmetrical wave marks; rare fossil remains (Sweett et al., 1971); bioturbations; mineral and textural maturity (prevalance of stable quartz and zircon in heavy minerals), resulting from prolonged tidal abrasion and reduction of unstable components, roundness of grains and relatively good sorting; prevailingly medium-grained (fine-grained) sandstones; etc.

Evidences of storm domination are: asymmetrical wave marks; wavy bedding; graded bedding; wavy and cross lamination (turbidites) (Pl. II, Fig. 4); lenticular bedding of fine-grained metasandstones in metashale; horizontal stratification sometimes with erosion; hummocky cross-bedding and rapid succession of coarse- and fine-grained sediments; rare concentration of heavy minerals in laminae.

Cross-bedding is produced in various ways. The tabular cross-bedding is a migration product of large and small sand waves. Strengthened by pebbles, it corresponds to beach face, according to Bourgeois (1980). Sets of cross-beds oriented in one direction (Pl. I, Fig. 4) may designate straight one-way currents, or the situation in which reverse tidal currents were insufficiently strong to produce waves (Banks, 1973). Bipolar sets indicate strong tidal currents. The trough cross-stratification designates small submarine dunes formed by shallow-sea traction currents, or fillings in small depressions.

Lenticular bedding is formed during long storm action, when storm-carried sand reshaped beds into elongated, often separate lenses (Raaf et al., 1997).

Hummocky cross-bedding, according to Swift et al. (1983), suggests storm-generated inner-shelf sediments. Duke (1985) states that this bedding in the Palaeozoic, was formed during strong winter storms or tropical cyclons. This bedding indicates deposition between bases of the fair-weather waves and storm waves. Hummocky bed surfaces are interpreted by Hunter and Clifton (1982) to designate extremely strong winter storms. Wavy lamination from waves sweeping the floor (similar to hummocky cross-bedding), produced by oscillatory movement, genetically is similar with the hummocky cross-stratification (Pl. III, Fig. 2).

Pelite intercalations in coarser-grained sediments indicate sedimentation of fine-grained matter from suspension. Thin turbidite sequences in shallow-sea environments suggest current of decreasing velocity, and are products of storm which transported large quantities of matter in suspension off the coast (Reading, 1981).

The lack of emergence evidence (desiccation cracks and mass of intraclasts) suggest a subtidal sedimentation from intermittent subtidal small channels and gullies filled with gravel lag and intraclasts.

Grey and Pink Metapelites and Metasandstones of Crna Reka

Metapelite and metasandstones of Crna Reka extend laterally from Slatina section. The reconstructed column of Upper Ordovician rocks in this area has a thickness of about 130 metres (Fig. 2, column II).

The lowest part of the column is made up of red metasiltstone and siliceous, often haematitic, metashale in horizontal, wavy, lenticular, and rarely cross-laminae. Lamina boundaries are sharp, or only the lower metasiltstone boundary is sharp and uneven from erosion-fine graded. There are few marks of small asymmetrical waves. In these metape-

lits emplace red haematitic clayey metachert lenses of 20 metres or less, also laminated with metashale and metasiltstone (Pl. IV, Fig. 1). Syngenetic slides are numerous.

These red sediments are believed by Milošaković et al. (1982) to contain manganese mineral.

Higher in the exposed part of the section, grains are coarser and beds thicker: metapelite is succeeded by medium-bedded grey-green to pink metasubarkose, whitish fine-grained quartz conglomerate, and coarse-grained quartzose metasandstone (Fig. 2, column II). The metasandstone shows indistinct horizontal, rarely cross, lamination, and tabular planer cross-bedding at a low angle, and few marks of symmetrical waves (Pl. IV, Fig. 2). Submarine cm-dm slides and mixed sandstone and haematitic shale (Pl. IV, Fig. 4), and sandstone injected into pelite and pelite into sandstone (Pl. IV, Figs. 3 and 5), are noted at Čoka Strmišiel.

Petrologic character. Haematitic clay metachert and haematitic siliceous metashale contain plenty of radiolarians and siliceous sponges. Porphyroblasts of chlorite and of chlorite with muscovite separate from the primary sericite-quartz-chlorite rocks. Analysed by the X-ray diffraction method, these rocks contain much quartz, less haematite, illite and chlorite, and low feldspar. Chlorite corresponds chemically to ripidolite, with the heavy atoms represented by iron, and muscovite is hydrated to a degree and is converting into chlorite (Krstanović, 1988).

Metasandstones resemble those earlier described. Some of samples contain abundant keratophyre fragments.

Interpretation. Red metapelite with chert was deposited on the poorly supplied outer shelf, where in periods of missing detritus deposition, chemical sediments were formed—haematitic clayey chert which could be the primary rock of manganese mineralization. It is believed that siliceous gel precipitated with mud, and chert segregated during the early diagenesis. Cherts on shelf were formed (Hein et al., 1987) in the region under the influence of short lateral extension of the oceanic upwelling. Iron, high in these sediments (up to 40%), and possibly manganese, were supplied from the continent or were of volcanic derivation, and deposited with sediments, but segregation followed later during the diagenesis (Hein et al., 1987). Vujanović (1981) and Antonijević (1995) associate manganese mineralization in Ordovician rocks of Homolje mountains (Laznica) with volcanism and deep-sea sedimentation. However, being the exemplary shallow-water deposits, they may have only occurrences of minor manganese mineral lenses.

Pelite was deposited either below the wave base or in the region of distal storm waves which generated various laminate and graded beds slightly eroded.

Coarser-grained sediments in the higher part of the column are interpreted as deposits of likely local coast-ward shallowing. They were deposited under the influence of tidal activity (waves marks, tabular cross-bedding) and of storm winds, which formed a rapid succession of fine- and coarse-grained rocks bearing traces of erosion and redeposition. Quite frequent syngenetic deformations and mixing of different unconsolidated sediments are results of chocks caused by swift supply of coarser material probably by strong waves (Pl. IV, Fig. 4) or seismic movements. A similar explanation may apply to coarse-grained deposits with mud clasts. Also, squeezing of water by consolidation has been noted.

Sparse fossils of brachiopods and echinoderms suggest shallow, calm, warm, water of normal salinity (possibly gulf or estuary), and traces of *Planolites* also suggest shallow sea, below the fair-weather wave base, possibly inner shelf area. This fauna could have been carried by sea currents onto the shelf.

HEAVY MINERALS

Heavy minerals of Slatina Formation resemble in content and mode of occurrence those of Komša Formation. Heavy minerals contained in Upper Ordovician rocks of Slatina Formation are: zircon, tourmaline, rutile, garnet, titanite, apatite, epidote, leucosene, magnetite, ilmenite as essential or accessory minerals. There also are: green amphibole, rhombic pyroxene, staurolite, and only occasional occurrence of piemontite, clinozoisite, brown amphibole, actinolite, tremolite, biotite, monazite, chloritoid, kyanite, andalusite, sillimanite, anatase, brookite, xenothim, orthite, topaz, moissanite, and zoisite. The prevailing mineral is ultrastable zircon (8–86% of heavy minerals, mostly 50–80%), followed by stable garnet (0–39%, mostly to 10%), products of intensive wave-working, long transport and redeposition. Magnetite and ilmenite make 0–47%, mostly below 10%, and apatite (0–28%, mostly to 10%).

Authigenic minerals are: haematite (limonite), chlorite, native iron, carbonate, and pyrite. Haematite is often prevailing in the entire heavy group (2–97%, mostly 20–50% of heavy group). It is formed on the account of other Fe-minerals in a warm climate and chemically in sea water. Chlorite is comprised by 0–93%, mostly to 20% of the heavy minerals. Principally, it developed by crystallization from clayey matrix affected by metamorphic processes. This mineral is seldom detrital, and if so, it is spherical as a likely product of wind action. Native iron rate is 0–74%, mostly to 20% of the heavy minerals. It derives from quartz veins, or is meteoric (like moissanite) according to some sources.

The heavy minerals varies from 0.2 to 15%, or 3.6% on average.

ORIGIN OF MATERIALS

Rock fragments in sediments and heavy minerals suggest that Slatina Formation deposits derive from the same rocks as Lower and Middle Ordovician beds of the Komša Formation. These are granitoids from which originate crystals of zircon, tourmaline, rutile, apatite, and magnetite, crystalline schist of the green and gneiss complexes (acicular and long crystals of zircon and tourmaline, garnet, epidote, disthene, staurolite and andalusite) basic igneous rocks (ilmenite) rocks of spilite-keratophyre association, and sedimentary rocks (well rounded, oval or spherical zircon and apatite).

PALAEOGEOGRAPHY AND PALAEOTRANSPORT

Sea coast in the Ordovician is believed to had been stable, bare of vegetation, low-reliefed, and the sea of prevailingly shallow platforms. This configuration implies long river-transport, rounding of grains and prevailingly stable minerals. The effects of tidal processes and waves raised by winds and storms were strong.

The palaeotransport was spread to southeast, west, and south, but was greatest to southwest.

PALAEOMAGNETISM

On the basis of palaeomagnetic study of Upper Ordovician metachert, metashale and metasandstone in Homolje mountains (Crna Reka) Miličević (1994, 1996) concludes that the primary sedimentation area was approximately 33.3° south of the palaeoequator, rotated about $20\text{--}30^\circ$ westward (counter-clockwise) from the present position. The shallow-sea character of sedimentation and deposition in the high-energy zone have not degraded the orientation of ferromagnetic minerals. Characteristic direction of magnetization is $D=334$, $I=-52$. As the present position of Ordovician rocks in Homolje mountains is at about 44.3° north latitude, they must have travelled about 8600 kilometres from the primary place of deposition. Miličević notes that palaeoinclinations indicate that the depositional area of Ordovician rocks of Homolje mountains was more southward than that of Kučaj mountains.

STRUCTURAL FABRIC

Ordovician rocks of Homolje mountains has a quite complex structural fabric. According to the stratification analysis, after Baranin (1990), sedimentary rocks are folded into a system of planar cylindrical, rarely planar non-cylindrical, folds. Statistical data of s-surfaces indicate fold limbs of mean statistical values $76/41$ and $255/46$ and b-axis with dip elements $349/4$ inclined to the north. The statistical axial plane of the fold is east-vergent subvertical. Several folding features have been individualized, the most notable one being Homolje syncline (Djordjević et al., 1970).

CONCLUSION

The Slatina Formation is made up of sandstones, rarely conglomerates, and of siltstones and shales prevailing in the upper part of the column. The formation is dated on brachiopods (Strophomenidae, Orthidae) and echinoderms (Cystoidea-Heliocrinites). It lies transgressively over the pre-existing Ordovician and greenschist rocks. Principal characters of these shallow-sea, dominantly sandstone sequences are: succession of rocks varying in grain size, maturity, stratification (cross-stratification prevailing) with erosion and re-sedimentation, fining-upwards sequences, graded bedding, etc. For interpretation of depositional environments, the tide and storm domination model was used. The tidal and storm waves acted simultaneously or alternately. Other processes were of minor importance. Sedimentation evolved on the inner shelf toward the shoreface. Fine-grained sediments with chert of Crna Reka were deposited on the outer shelf and shortly mixed with cold oceanic water (oceanic upwelling) producing chert.

Principal deposition controlling parameters are composition of source material (igneous, metamorphic, sedimentary rocks), warm climate, relatively low coastal relief, and tidal and storm activities.

ЛИТЕРАТУРА – REFERENCES

- Allen J. R. L., 1963: The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2, 93-114.
- Anderton R., 1976: Tidal-shelf sedimentation: an example from the Scottish Dalradian. *Sedimentology*, 23, 429-458.
- Антонијевић И. (=Antonijević), 1995: Геологија манганских лежишта Србије. - Геозавод. Посебно издање бр. 21. 1-132. Београд.
- Banks N. ?, 1973: Tide-dominated off-shore sedimentation, Lower Cambrian, North Norway. *Sedimentology*, 20, 213-228.
- Baranin D., 1990: Izveštaj o geološkom kartiranju ordovicijuma Homoljskih planina 1987 i 1988 god. Fond stručnih dokumenata Geološkog zavoda, Beograd.
- Boles J. R. and Franks S. G., 1979: Clay diagenesis in Wilcox sandstones of Southwest Texas: implications of smectite diagenesis on sandstone cementation.- *Journ. of Sed. Petrology*, v. 49, No. 1, 57-70.
- Bougeois J., 1980: A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: the Cape Sebastian sandstone (Upper Cretaceous) Southwestern Oregon.- *Ibid.*, 50, 681-702.
- Dickinson, W. R., 1970: Interpreting Detrital Modes of Graywacke and Arkose.- *Ibid.*, Vol. 40, No. 2, 695-707.
- Duke W. L., 1985: Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms.- *Sedimentology*, 32/2, 167-194.
- Djordjević M., 1961: Tumač za list Žagubica 52.- Fond stručnih dokumenata Geozavoda, Beograd.
- Djordjević M., 1970: Stariji paleozoik Homolja. U: Djordjević et al. (Eds.) Tumač za list Žagubica L 34-140.- Savezni geološki zavod, Beograd.
- Friedman G. M. and Sanders, J. J. E., 1978: Principles of Sedimentology, Wiley, 1-792.
- Hein J. R., Koski R. A. and Yeh H. W., 1987: Chert-Hosted Manganese Deposits in Sedimentary Sequences of the Franciscan Complex, Diablo Range, California. In: Hein J. R. (ed) Siliceous Sedimentary Rock-Hosted Ores and Petroleum.- U. S. Geol. Survey, Van Nostrand Reinold Company, New York, 206-230.
- Hunter R. C. and Clifton H. E., 1982: Cyclic deposition and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, South Western Oregon.- *J. of Sed. Petr.*, 52, 127-143.
- Krstanović I., 1988: Određivanje vrste hlorita i liskuna metodom rendgenske difraktonometrijske analize.- Fond stručnih dokumenata Geozavoda (Gemini), Beograd.
- Крстић Б. и Масларевић Љ (=Krstić and Maslarević), 1990: Депозиционе средине морског палеозоика кучајске зоне херцинида источне Србије.- Геол. ан. Балк. пол., 53/1, 183-191, Београд.
- Levell B. K., 1980: A late Precambrian tidal shelf deposit, the Lower Sandfjord Formation, Finnmark, North Norway.- *Sedimentology*, 27, 539-557.
- Масларевић Љ. и Крстић Б. (=Maslarević and Krstić), 1996: Плиткоморски силицикластити ордовицијума Хомолјских планина (I).- Геол. ан. Балк. пол., 60/1, 83-106. Београд.
- Milosaković R. i dr. 1982: Orudnjenja mangana kod Laznice (ist. Srbija).- X kongres geologa Jugoslavije, Zbornik radova, knj. 2, 237-246, Budva.
- Milicević V., 1994: Preliminarni paleomagnetski podaci za ordovicijum Zvonacke banje, Djerceka i Crne reke (istočna Srbija).- *Radovi Geoinstituta*, 29, 13-22, Beograd.
- Milicević V., 1996: Palinspastika hercinida u kućajskoj zoni istočne Srbije.- *Doktorska disertacija*. Univerzitet u Beogradu, 1-205, Beograd (nepublikovano).
- Raaf J. F. M., de Boersma J. R. and Gelder A. Van., 1977: Wavy generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, Country Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24, 451-483.
- Reading H. G., 1981: Sedimentary Environments and facies.- Blackwell cient. Publ., Oxford, London, 143-258.
- Reineck H. E. and Singh I. B., 1973: Depositional Sedimentary Environments.- Springer-Verlag, Berlin, 306-349.

- Sweet K., Klein G. V. and Smit D. E., 1971: A cambrian tidal Sand body--the Eriboll Sandstone of north west Scotland: an ancient--recent analog.-- Journ. of Geol., 79, 400--415.
- Swift D. J. P., Figueredo J. R. A. G., Freeland G. L. and Oertel G.F., 1983: Hummocky cross--stratification and megaripples: a geological double standard.-- Journ. of Sedim. Petrology, 53/4, 1295--1317.
- Van Hauten F. B., 1968: Iron oxides in red beds.-- Geol. Soc. Am. Bull., 79, 399--416.
- Веселиновић М. (=Veselinović), 1972: Прилози познавању старијег палеозоица источне Србије.--Записници Српског геол. друштва за 1968, 1969 и 1970 год., 119--125, Београд.
- Вујановић В. (=Vuĵanović), 1981: Извештај о рудномикроскопском испитивању манганских руда из околине Жагубице (Лазница).-- Фонд стручних докумената Геозавода, Београд.
- Walker R. G., 1967: Formation of red beds in modern and ancient deserts.-- Geol. Soc. Am. Bull., 78, 353--368.
- Walker R. G., 1979: Shallow marine sands. In: Walker R. G. (Ed.) Facies Models.-- Geoscience Canada, Reprint Series, 1, Geol. Assoc. of Canada, 75--89.

ТАБЛА I PLATE

- Сл. (Fig.) 1. Одоздо навише: табуларна планарна коса слојевитост, хоризонтална слојевитост, два сета косе слојевитости оријентисана у супротном смеру. Средње и ситнозрни пешчари. Члан Б (Down upward: tabular planar cross--bedding, horizontal bedding, two sets of opposite--oriented cross--beds. Medium and fine--grained sandstones. Member B).
- Сл. (Fig.) 2. Ситнозрни кварци метапешчар за зрнастом потпором и "псеудоматриком". Кварц по ободу кородован матриком. Члан А (Fine--grained quartzose meta-sandstone clast--supported in "pseudomatrix". Quartz rims corroded by matrix. Member A). N×32.
- Сл. (Fig.) 3. Средњозрна метасубаркоза са зрнастом потпором. Кварц и фелдспат заобљени и обавијени хематитом. Цемент--секундарно нарастање кварца. Члан Б. (Medium--grained clast--supported metasubarkose. Quartz and feldspar rounded and haematite--coated. Cement--secondary enlargement of quartz. Member B). N×32.
- Сл. (Fig.) 4. Више сетова табуларне планарне косе слојевитости оријентисаних у истом смеру. Горе хоризонтална слојевитост. Члан Б (Sets of tabular planar cross--beds in same direction. Upper, horizontal bedding. Member B).
- Сл. (Fig.) 5. Хоризонтална и табуларна планарна коса слојевитост. Ерозионе границе. Градација: конгломерат--средњозрни пешчар. Члан Б (Horizontal and tabular planar cross--bedding. Erosional boundaries. Graded bedding: conglomerate--medium grained sandstone. Member B).

ТАБЛА II PLATE

- Сл. (Fig.) 1. Више сетова кашикасте косе ламинације. Горе хоризонтална и коса ламинација. Ерозиони односи. Ситнозрни пешчар. Члан Б (Sets of trough cross-laminae. Upper, horizontal and cross lamination. Erosional relationship. Fine-grained sandstone. Member B).
- Сл. (Fig.) 2. Друга страна кашикасте косе слојевитости слике 1 (Other side of trough cross-beds in Fig. 1).
- Сл. (Fig.) 3. Одоздо навише: шљунковити пешчар, брза смена грубозрних и финозрних пешчара, коса и хоризонтална ламинација ситнозрних пешчара, ерозионе границе. Секвенца уситњавања зрна и слојева навише. Горе конгломерат нове секвенде. Вертикалне бушотине са постдијагенетским испуњавањем. Члан Б (Down upward: pebble sandstone, rapid succession of coarse- and fine-grained sandstones, cross and horizontal lamination of fine-grained sandstone, erosional boundaries. Fining-upwards sequences. Upper, conglomerate of a new sequence. Vertical boreholes and post-diagenetic filling. Member B).
- Сл. (Fig.) 4. Више танких турбидитних секвенци. Градација, хоризонтална и коса ламинација. Члан Б (Thin turbidite sequences. Graded bedding, horizontal and cross laminations. Member B).
- Сл. (Fig.) 5. Брежуљкаста коса слојевитост (Hummocky cross-bedding).

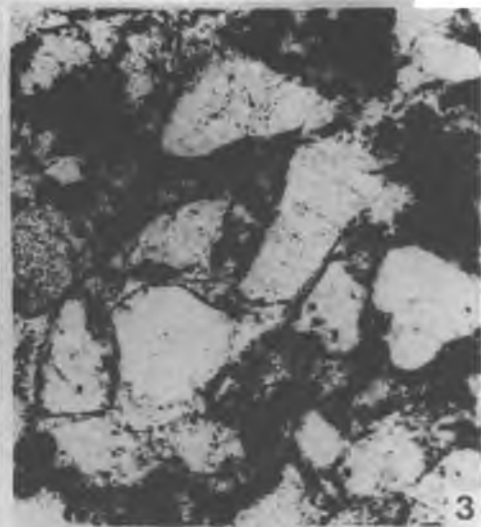
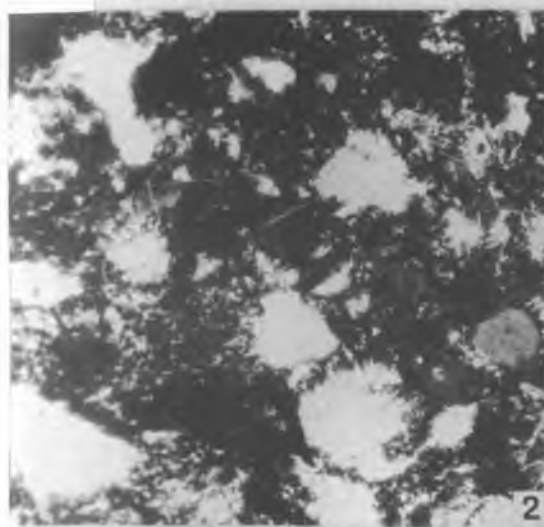
ТАБЛА III PLATE

- Сл. (Fig.) 1. Градација конгломерат-пешчар. Доња граница ерозиона са преталожавањем пелита. Члан Б (Graded conglomerate-sandstone. Lower boundary erosional with pelite re-sedimentation. Member B).
- Сл. (Fig.) 2. Пешчар са заобљеним интракластима. Члан Б (Sandstone with rounded intraclasts. Member B).
- Сл. (Fig.) 3. Део таласасте слојевитости која засеца подину. Члан Б (Part of wavy bedding cutting into floor. Member B).
- Сл. (Fig.) 4. Део кашикасте косе слојевитости, еродује подину. Члан Б (Part of trough cross-bedding, eroded floor. Member B).

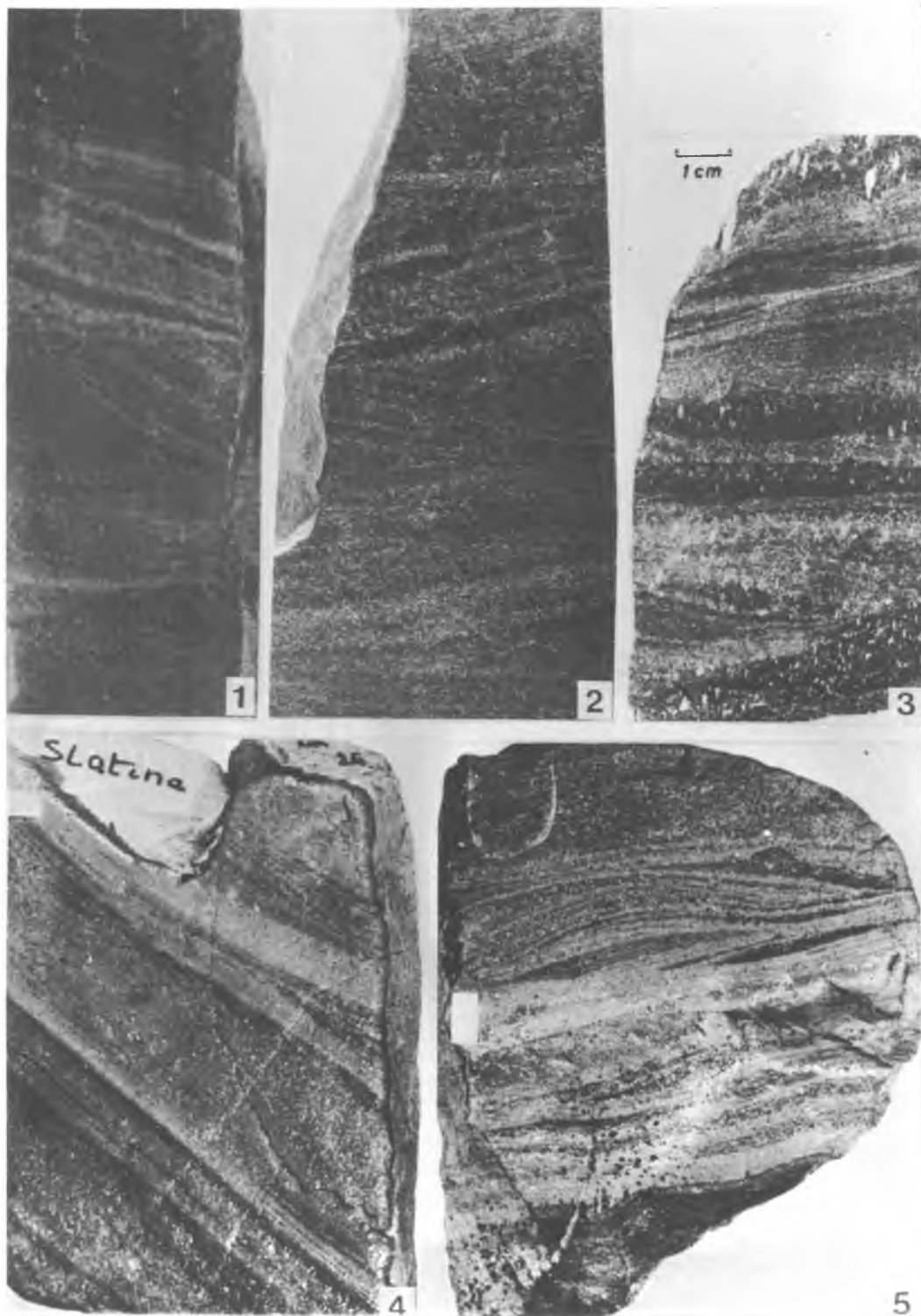
ТАБЛА IV PLATE

- Сл. (Fig.) 1. Таласаста ламинација: алевролит-глинац-рожнац. Црна река (Wavy lamination: siltstone-shale-chert. Crna Reka).
- Сл. (Fig.) 2. Пешчар са траговима симетричних таласа. Црна река (Sandstone bearing symmetrical wave marks. Crna Reka).
- Сл. (Fig.) 3. Ламинација црвеног хематитског глинца и алевролита са сингенетским клижењем. Сменују се са сивим пешчарима који се утискују у пелите. Обрнуто утискивање. Црна река (Lamination of red haematitic shale and siltstone with syngenetic sliding, alternating with grey sandstone injected into pelite. Crna Reka).
- Сл. (Fig.) 4. Подводно клижење са раскидањем слојева: сивих пешчара, црвених глинача и рожнаца. Чока Стрмишел (Submarine slumping and bed breaking of grey sandstone, red shale and chert. Čoka Strmišel).
- Сл. (Fig.) 5. Ламинација црвених и сивих ситнозрних пешчара, поремећена сингенетским клижењем. Утискивање пешчара. Црна река (Laminated red and grey fine-grained sandstone, disturbed by syngenetic sliding. Load casts of sandstone. Crna Reka).

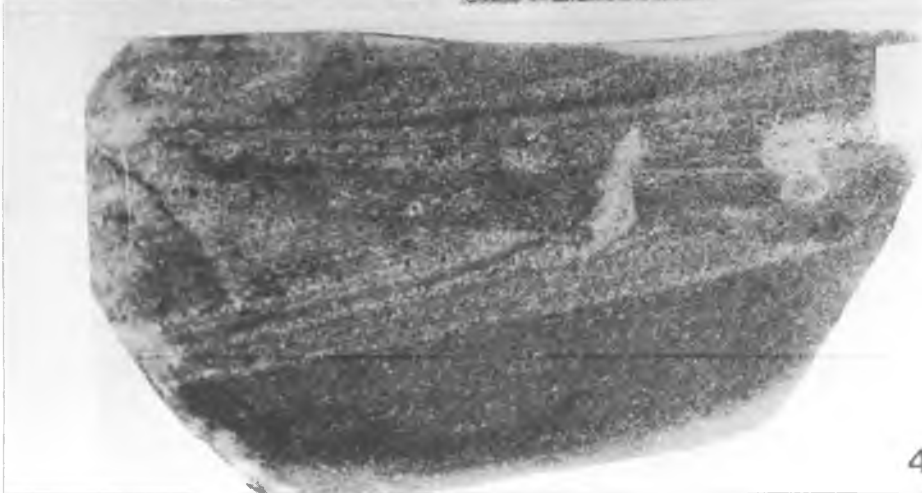
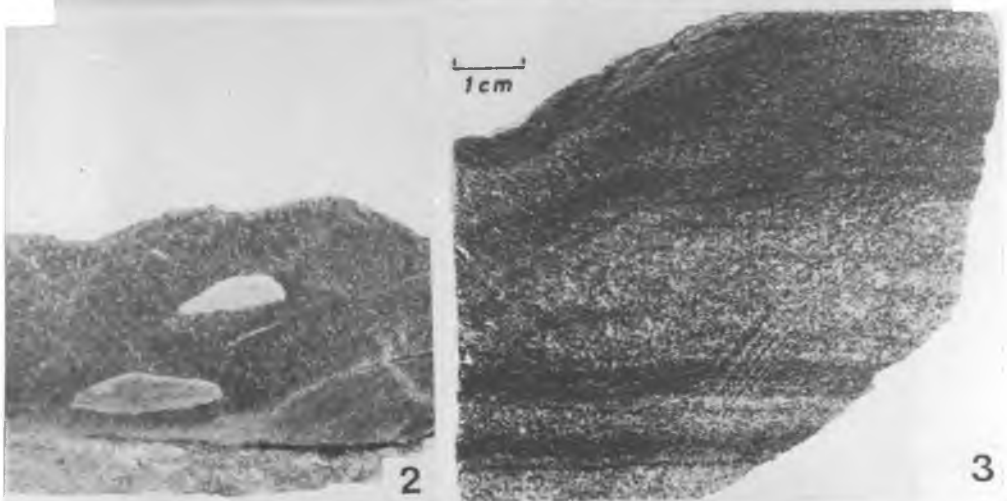
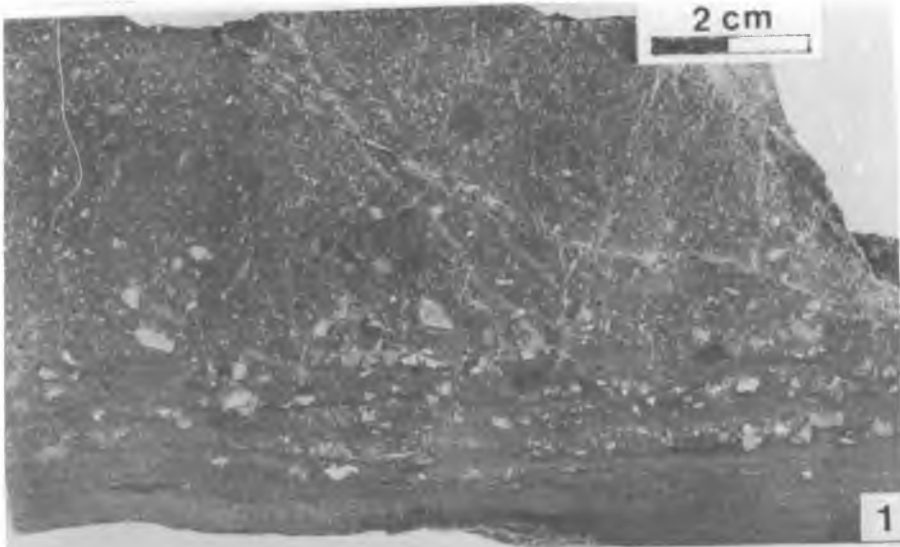
ТАБЛА I PLATE



ТАБЛА II PLATE



ТАБЛА III ПЛАТЕ



ТАБЛА IV PLATE

