

GORTANIA - Atti Museo Friul. di Storia Nat.	21 (1999)	53-59	Udine, 30.XI.1999	ISSN: 0391-5859
---	-----------	-------	-------------------	-----------------

D. LENAZ, L. VIDUS

PISOLITI FERRUGINOSE DELLA VAL DOGNA (ALPI GIULIE)

IRON PISOIDS FROM DOGNA VALLEY (JULIAN ALPS, NE ITALY)

Riassunto - Sono state analizzate dal punto di vista mineralogico delle pisoliti ferruginose provenienti da alcune tasche con paleosuoli a "terra rossa" in Val Dogna (Friuli). Le analisi hanno evidenziato la presenza di ossidi e idrossidi di ferro (goethite, ematite, magnetite), solfuri di ferro (pirite) ed è stata inoltre riscontrata la presenza di caolinite. Si suppone che la genesi sia dovuta alla precipitazione, in acque calme, di soluzioni ricche in Fe, aggregatesi attorno ad un nucleo preesistente.

Parole chiave: Pisoliti di ferro, Diffrazione raggi-X, Goethite, Ematite, Magnetite, Pirite, Caolinite.

Abstract - *Iron pisoids from terra rossa paleosol pockets of Dogna Valley (Friuli) have been mineralogically analysed. Iron oxides and hydroxides such as goethite, hematite and magnetite, iron sulphides and kaolinite have been recognised. We suppose that their genesis could be related to precipitation from iron-rich solutions around a nucleus in still water.*

Key words: *Iron pisoids, X-ray diffractometry, Goethite, Hematite, Magnetite, Pyrite, Clay minerals.*

Introduzione

All'interno di alcune tasche con paleosuoli a "terra rossa" in Val Dogna (Alpi Giulie), sono state individuate delle pisoliti con dimensioni fino a 5 mm di diametro.

Macroscopicamente (colore e caratteristiche morfologiche) queste pisoliti possono essere suddivise in tre diversi gruppi:

gruppo A - campioni con superfici lisce e di colore giallo ocra (goethite);

gruppo B - campioni viola con striature colore giallo ocra-viola (ematite);

gruppo C - campioni grigi con cristalli di pirite ad habitus cubico presenti sulla superficie.

Le strutture interne delle pisoliti del primo e del secondo gruppo presentano rispettivamente un nucleo viola - bluastro per le pisoliti gialle, o rosso per le pisoliti viola, bordato da sottili straterelli concentrici, i cui colori variano dal giallo-verde al viola-bluastro al rosso più o meno intenso a seconda della composizione più o meno ferrifera.

Molte sono le ipotesi riguardanti il trasporto degli ioni ferro e i successivi fenomeni di deposizione e genesi delle formazioni ferrifere oolitiche (cfr. KIMBERLEY, 1979; 1994; BHATTACHARYYA & KAKIMOTO, 1982 e bibliografia citata). Tra le ipotesi formulate dai succitati autori, le seguenti potrebbero essere particolarmente interessanti per il presente lavoro:

- iniziale trasporto fluviale con sospensione colloidale degli ossidi e idrossidi con successivo assorbimento degli stessi da parte di argille in una trappola clastica;
- ossidazione inorganica dei colloidali in un corpo d'acqua con un'iniziale diagenesi subaquea, seguita da una pedogenesi subaerea con separazione fisica di soluzioni ricche di ferro.

BASSOULET et al. (1993) hanno messo in evidenza che gli apporti ferruginosi tendono generalmente a rimpiazzare le parti argillose. Questo fatto può essere relazionato all'evoluzione climatica delle terre emerse, ed essere concomitante con la fine delle sequenze di riempimento e di shallowing-upward, quando aumentano le influenze continentali.

Per quanto riguarda il Friuli-Venezia Giulia, ooliti ferruginose in terreni quaternari sono state segnalate da CANCIAN (1980). Si tratta, per la precisione, di ghiaie ferruginose, con diversi elementi a tessitura oolitica o globulare. Queste ooliti hanno un nucleo ematitico, con involucri concentrici costituiti da vari tipi di ossidi e idrossidi di ferro (magnetite, scarsa goethite) e argille ferruginose. Queste sono parte integrante dei depositi alluvionali presenti nelle paleocavità del Carso goriziano, la cui genesi, visti il deposito in cui sono state trovate, è stata ipotizzata essere di tipo paleofluviale. Nella grotta Pod Lanisce sono stati segnalati (MOCCHIUTTI & FORTI, 1996) noduli ferrosi di dimensioni anche ragguardevoli (diametri compresi tra cm 0,5 e 10), a struttura concentrica, tipica di accrescimento, con alternanza di bande a ossidi e idrossidi di ferro (goethite, ematite, magnetite e maghemite) e solfuri (pirite). La loro genesi sembra relazionata allo smantellamento del calcare mandorlato rosso del Malm (PONTON, 1984), mentre l'alternanza di pirite, ossidi e idrossidi, sarebbe dovuta alle variazioni cicliche di Eh.

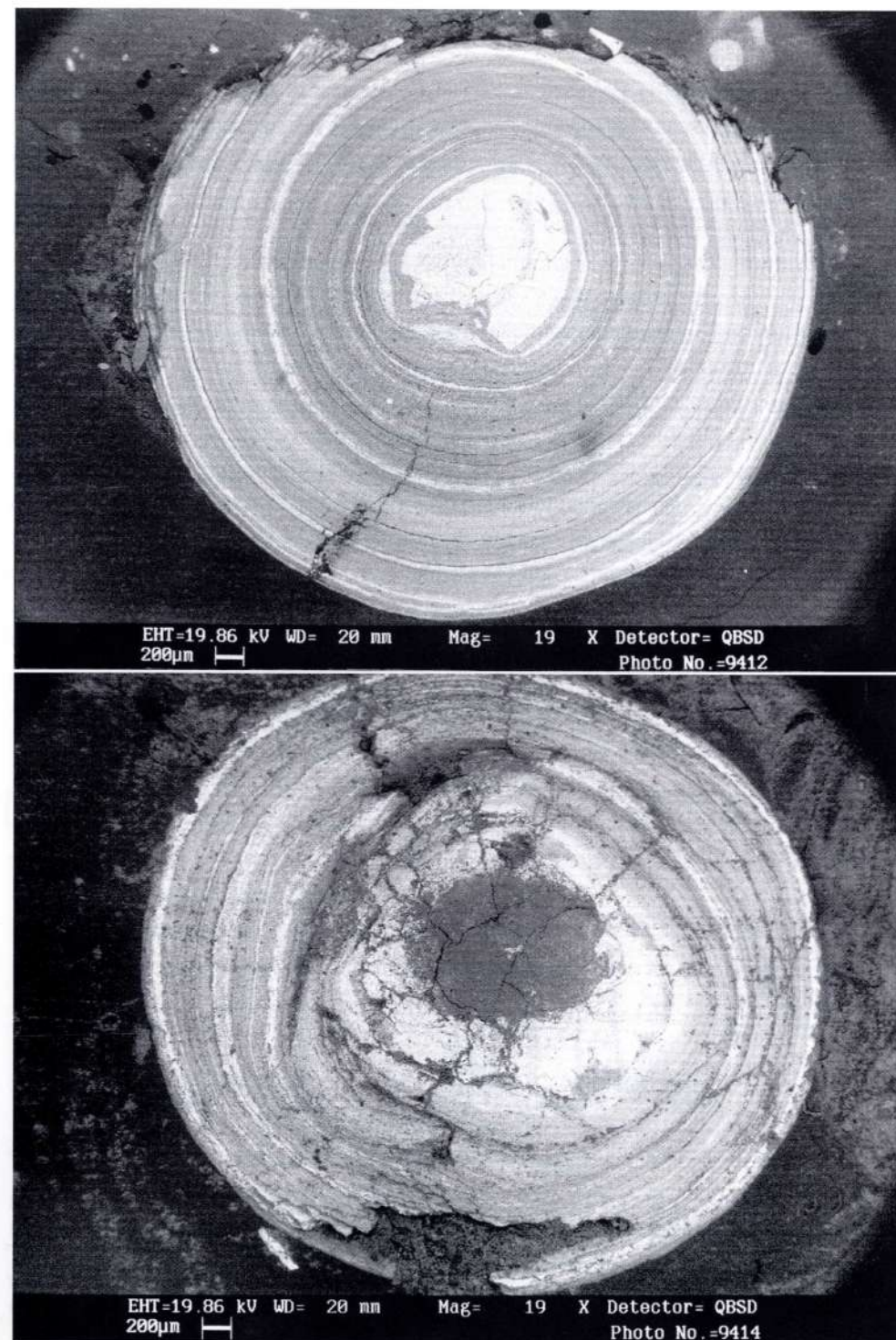
Scopo del presente lavoro è quello di indagare sulla genesi delle pisoliti della Val Dogna, date le diversità sia morfologiche che di ambiente di sedimentazione delle pisoliti oggetto del presente studio, rispetto a quelle dei lavori precedentemente citati.

Geologia

Nella zona del torrente Dogna affiorano terreni Triassici (dolomie e calcari dolomitici massicci) dell'Anisico e del Ladinico. I calcari dolomitici massicci (Dolomia dello Schlern), presentano talvolta intercalazioni di brecce e di calcari mandorlati a reticolature rossastre.

Figg. 1,2 - Foto al SEM (backscattered image) di due pisoliti della Val Dogna. Le diverse tonalità di grigio individuano aree a diversa composizione mineralogica.

- SEM (backscattered image) photographs of two pisoids from Val Dogna. Different shades of grey indicate areas with different mineralogical composition.



Troviamo poi marne della Formazione di San Cassiano e di Raibl (Carnico), di colore azzurrognolo, grigio scuro e giallastre, che costituiscono il letto del torrente. Questa formazione, facilmente erodibile, è spesso contrassegnata da serie di depressioni come è appunto la Val Dogna (GORTANI & DESIO, 1927).

Nel Ladinico Superiore, il vicino settore della Val d'Aupa è caratterizzato da una estesa piattaforma carbonatica (Dolomia dello Schlern), subtidale e peritidale verso settentrione, con margine progradante a sud. All'interno delle successioni di pendio e di bacino, sono presenti intercalazioni vulcanoclastiche (JADOUL et al., 1995). Al tetto delle piattaforme dello Schlern e della Dolomia Cassiana, si osserva un trend shallowing-upward (JADOUL et al., 1995). Quest'evento regressivo è testimoniato, in quest'area, dalla diffusione delle facies di piattaforma interna e, successivamente, da locali emersioni con sviluppo di tasche con paleosuoli a "terra rossa", includenti piccoli pisoidi ferruginosi (JADOUL & NICORA, 1986). Una successione simile si ritrova nella Val Dogna dove, però, si ha la mancanza di successioni bacinali, le quali sono sostituite dalla Dolomia dello Schlern. Al tetto della dolomia dello Schlern si ha comunque la presenza di lenti e tasche di spessore pluricentrico di bauxiti, con piccoli pisoidi ferriferi (versante nord della Val Dogna, JADOUL et al., 1995). Le tasche stratigraficamente più basse sono di color grigio mentre quelle sovrastanti sono di colore rosso. Questi orizzonti sembrano documentare un'importante discontinuità stratigrafica d'incerta datazione (Ladinico sommitale o Carnico inferiore?; JADOUL et al., 1995).

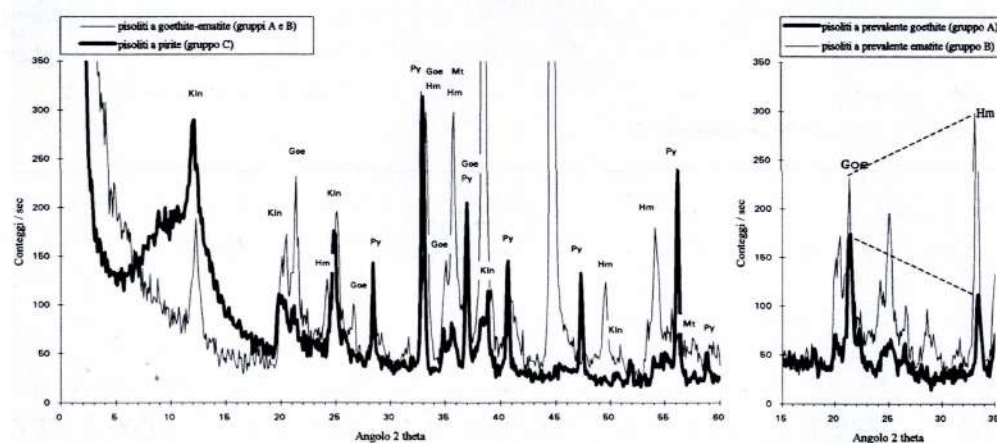


Fig. 3 - A sinistra i campioni del gruppo C vengono correlati alla media dei dati dei gruppi A e B. I picchi a 38.4° e 45° di 2θ rappresentano il portacampioni. A destra vengono correlati i gruppi A e B. Goe: goethite; Hm: ematite; Py: pirite; Mt: magnetite; Kln: caolinite.

- On the left, samples from group C are correlated to the average of the data from groups A and B. Peaks at 38.4° and 45° of 2θ represent the sample-box. On the right samples from groups A and B. Goe: goethite; Hm: ematite; Py: pirite; Mt: magnetite; Kln: kaolinite.

Mineralogia

Nelle immagini (figg. 1 e 2) effettuate al microscopio elettronico con la tecnica della backscattered image, si possono osservare le differenze composizionali nei differenti strati concentrici. Come precedentemente detto le pisoliti sono state inizialmente divise in tre gruppi a seconda delle caratteristiche morfologiche e successivamente analizzate tramite diffrazione ai raggi-x con diffrattometro per polveri SIEMENS (goniometro STOE D500, radiazione Cu Ka, a 40 kV e 20 mA, monocromatizzata mediante un cristallo piatto di grafite), presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Trieste, considerando un intervallo di scansione tra 2° e 60° di 2θ, questo allo scopo di verificarne le fasi minerali presenti. I minerali riscontrati permettono di raggruppare assieme le pisoliti dei gruppi A e B, mentre quelle del terzo gruppo sono da considerarsi a se stanti. Infatti le pisoliti dei primi due gruppi presentano le stesse fasi mineralogiche, con delle differenze solo a livello percentuale, mentre le pisoliti grigie presentano una mineralogia diversa.

Nelle pisoliti del gruppo A sono presenti in ordine di abbondanza decrescente goethite, caolinite, magnetite ed ematite, mentre in quelle del gruppo B ematite e goethite sono le fasi più abbondanti con caolinite e magnetite subordinate. Nel caso delle pisoliti del gruppo C, la fase prevalente è la pirite, e risultano assenti l'ematite e la magnetite. È possibile osservare queste analisi nel diffrattogramma (fig. 3), in cui vengono confrontati sia gli spettri delle pisoliti a prevalente goethite-ematite con quelli a pirite, che le pisoliti a prevalente goethite con quelli ad ematite. Risulta evidente, dal confronto dei riflessi più intensi delle due fasi di 2θ, che la goethite è il minerale principale delle pisoliti di colore ocra (gruppo A). La presenza di una maggior quantità di ematite, è riscontrata a causa di una maggior evidenza dei suoi riflessi principali a 21.3° e a 33.2°, evidenziati nel diffrattogramma che correla le pisoliti del gruppo A con quelle del gruppo B.

Allo scopo di individuare con maggior precisione i minerali argillosi presenti nei campioni presi in esame, sono stati preparati degli aggregati isorientati che mettono in risalto i riflessi basali delle argille, ottenendo come probabile unico minerale argilloso la caolinite.

Discussione e conclusioni

La mineralogia riscontrata, permette di formulare alcune ipotesi sulla genesi dei vari tipi di pisoliti. Innanzi tutto, la presenza di involucri argillosi in tutte le pisoliti analizzate, può far supporre un ambiente di formazione tranquillo (Forti, com. pers.), con acque calde e calme che venivano, in fasi successive, invase da sedimenti argillosi. CURTIS & SPEAR (1968) hanno evidenziato come in acque con determinati valori di pH, attività di HCO_3^- e Fe^{2+} , le tre fasi, ematite, magnetite e pirite, tendono ad escludersi vicendevolmente, in funzione del Eh e dell'attività di HS^- e questa valutazione può ragionevolmente essere considerata valida anche per condizioni continentali.

Le pisoliti a pirite, stratigraficamente al di sotto di quelle ad ematite e goethite, si sono probabilmente formate in un momento di shallowing-upward da soluzioni ricche in ferro. Infatti, non mostrando segni che inducano a pensare che la pirite sia d'origine detritica, come la rottura o lo smussatura dei cristalli, siamo propensi nel ritenere più probabile che questa si sia formata contemporaneamente alla formazione delle pisoliti, in un ambiente con acidità variabile da 7 a 9 e valori di Eh compresi tra 0,2 e 0,5. Spesso piccoli cristalli ben formati di pirite sono inglobati nella caolinite, altre volte formano veri e propri involucri di un certo spessore, testimonianza che in questa fase l'apporto argilloso è stato particolarmente basso.

Una variazione abbastanza drastica delle condizioni climatiche (principalmente di Eh, senza escludere un possibile aumento dell'acidità, anche se non indispensabile), ha favorito il successivo formarsi di pisoliti a prevalenza di ossidi. Inoltre, ad una attenta analisi, si può notare che spesso la parte più interna dei campioni è ematitica, mentre gli strati esterni sono goethitici. Tale disposizione potrebbe essere avvenuta a causa d'un passaggio di fase per idratazione (SCHWERTMANN, 1971).

Infine, in alcuni campioni al cui nucleo è attualmente presente ematite, si nota una struttura pisolitica molto stressata, con fratture ed evidenti segni di corrosione. Potremmo trovarci di fronte a campioni che, nati come piritici, si sono successivamente ossidati, liberando acido solfidrico e condizionando il neo-ambiente di formazione. Bisognerebbe verificare più accuratamente se questi campioni si trovano nella zona di transizione tra le pisoliti piritiche e quelle ematitiche. Pensiamo che studiando meticolosamente proprio questa zona di transizione, potrebbero chiarirsi alcuni aspetti genetici, che in questo lavoro sono solamente stati ipotizzati.

Manoscritto pervenuto il 20.IV.1999.

Ringraziamenti

Gli Autori vogliono esprimere il loro più sentito ringraziamento al prof. F. Princivalle e al dott. G. Cancian per la gradita revisione critica del testo. Un particolare ringraziamento al prof. P. Forti per le utili discussioni. Si ringrazia inoltre il dott. R. Zucchini per aver fornito i campioni oggetto di questo studio.

Bibliografia

- BASSOULET J.P., ELMIS S., POISSON A., RICOU L.E., CECCA F., BELLION Y., GUIRAUD R. & BAUDIN F., 1993 - Mid Toarcian (184 to 182 Ma). In: DERCOURT J., RICOU L.E. & VRIELYNCK B. (Eds.) - Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Explanatory Notes.
- BHATTACHARYYA D.P. & KAKIMOTO P.K., 1982 - Origin of ferriferous ooids; an SEM study of ironstone ooids and bauxite pisoids. *Jour. Sed. Petrology*, 52: 849-857.