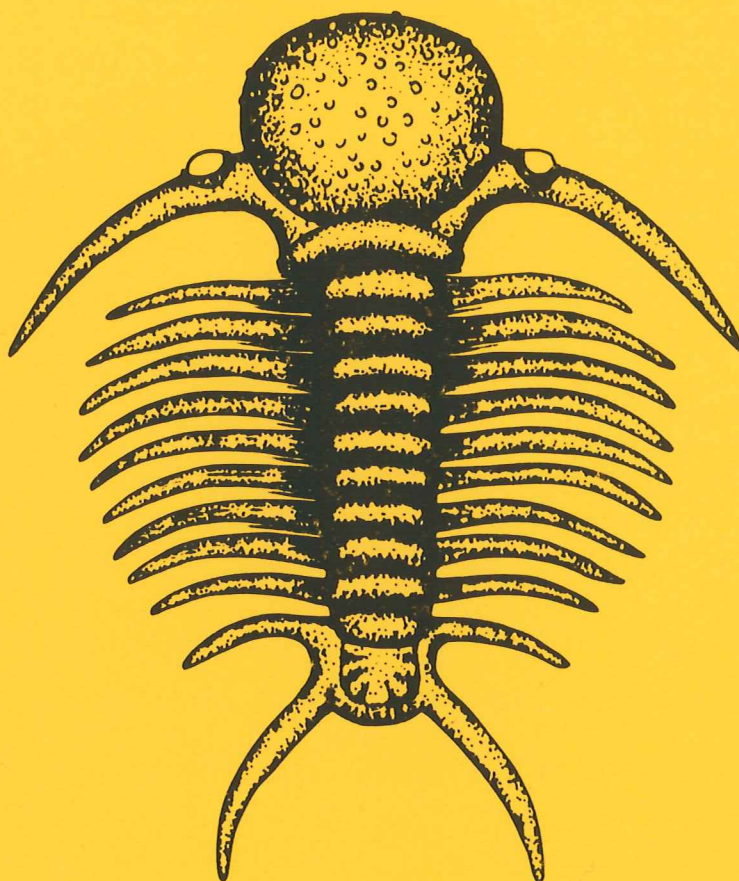


EXAMENSARBETEN I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Historisk geologi och paleontologi



LATERITISERING - EN PROCESS SOM KAN HA
ORSAKAT KONTINENTAL FE-ANRIKNING I SKÅNE
UNDER RÄT-LIAS

PIA NILSSON

LUNDS UNIVERSITET, GEOBIBLIOTEKET



15000

400197792

NR 44

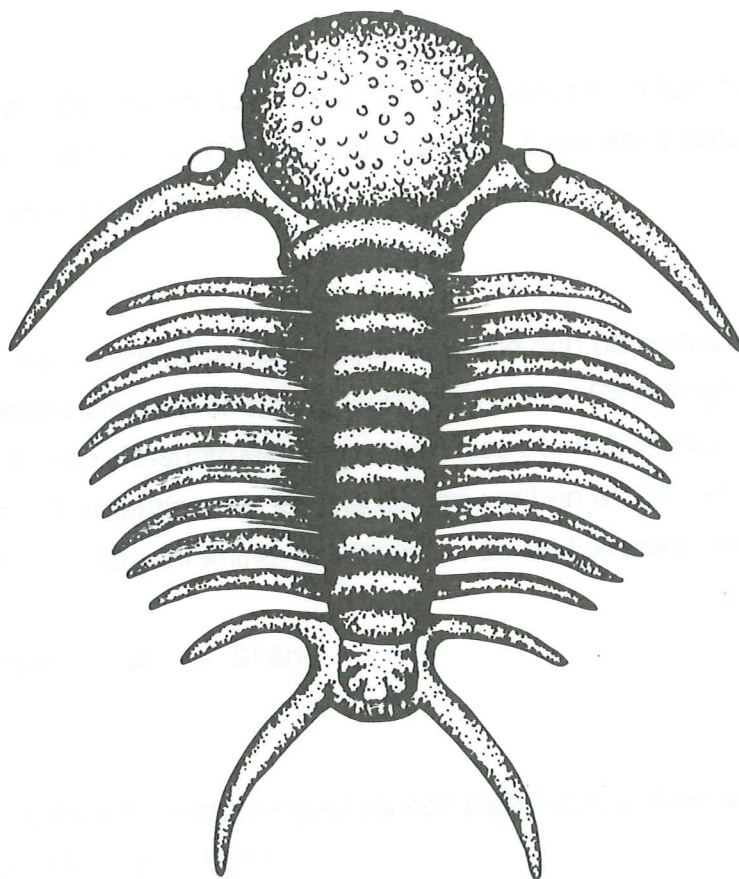
GEOLOGISKA INSTITUTIONEN LUNDS UNIVERSITET

CODEN: SE-LUNBDS/NBGO-92/5044+20S

LUNDS UNIVERSITET
GEOBIBLIOTEKET
PERIODICA

EXAMENSARBETEN I GEOLOGI VID LUNDS UNIVERSITET

Historisk geologi och paleontologi



LATERITISERING - EN PROCESS SOM KAN HA
ORSAKAT KONTINENTAL FE-ANRIKNING I SKÅNE
UNDER RÄT-LIAS

PIA NILSSON

LUND 1992

NR 44

GEOLOGISKA INSTITUTIONEN LUNDS UNIVERSITET

Lateritisering - en process som kan ha orsakat kontinental Fe-anrikning i Skåne under rät-lias

PIA NILSSON

Nilsson, Pia, 1992 12 15: Lateritisering - en process som kan ha orsakat kontinental Fe-anrikning i Skåne under rät-lias. *Examensarbete i geologi vid Lunds Universitet. Nr 44*, pp. 1-20.

Järnanrikning i mesozoiska lagerföljder i Skåne och på andra ställen i Europa har ofta föreslagits vara en marin bildningsprocess. På många håll i världen där det råder ett tropiskt-subtropiskt klimat anrikas stora mängder järn i terrestriska markprocesser-lateritisering. Denna kan ha varit en av de viktigaste processerna för järnanrikning, exempelvis i de rät-liassiska sedimenten i Skåne.

Lateritisering, rät-lias, Skåne.

Pia Nilsson, Avd. för historisk geologi och paleontologi, Geologiska institutionen, Sölvegatan 13, 223 62 Lund.

De rät-liassiska lagerföljderna i Skåne innehåller i vissa områden höga halter av järn. Tänkbara järnanrikningsprocesser är lateritvittring, tidigdiagenetiska processer och hydrotermal järnutfällning. I den här uppsatsen diskuteras huruvida lateritisering kan ha varit av betydelse för järnackumulering i Skånes rät-lias.

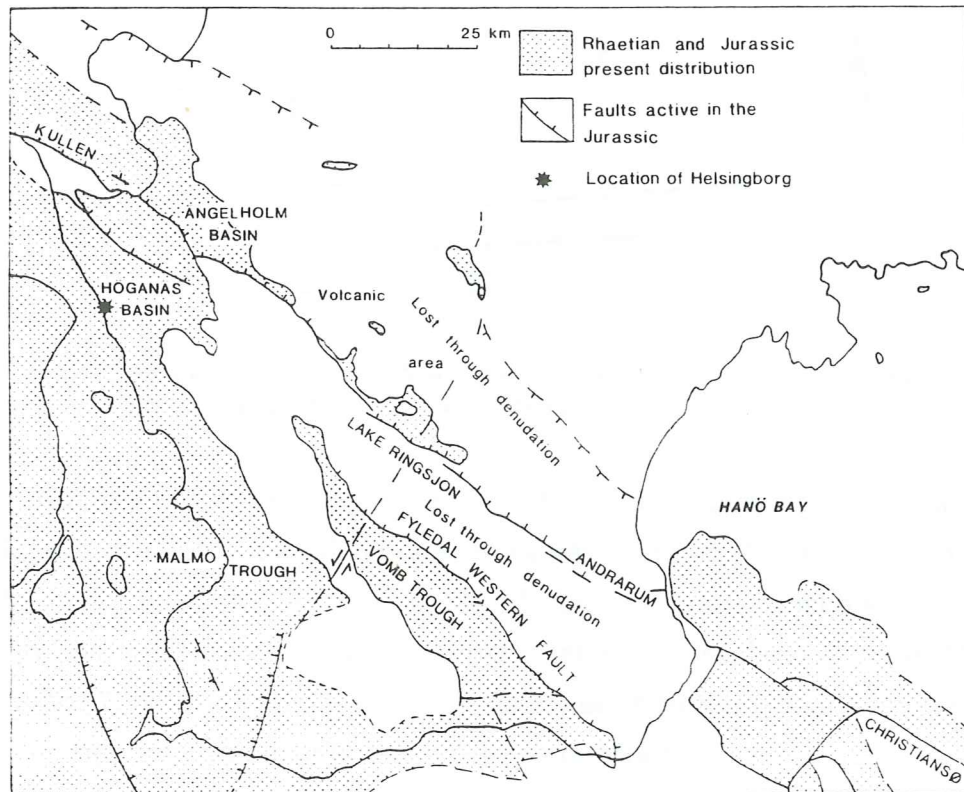


Fig. 1. Karta som visar den tektoniska aktiviteten under jura i Skåne. Norling & Bergström (1987).

Miljöförhållanden jämförbara med de som rådde i Skåne under rät-lias finner vi i dag i subtropiska-tropiska områden med ett varmt, fuktigt klimat, fri dränering, riklig vegetation och intensiv lervittring. Den tektoniska oron i Skåne under juraperioden (Norling & Wikman 1990, s. 86) ledde till en nedsänkning av vissa områden, exempelvis Höganäs-bassängen (Troedsson 1951; Fig. 1, 2) och Vombsänkan. Subsidiens betydelse för järnackumulering vid lateritbildning har demonstrerats bl.a av de Vletter (1955; Fig. 3). De rät-liassiska järnsedimenten i Skåne är ofta oolitiska, exempelvis i Helsingborgsområdet (Fig. 4) och Fyledalen (Fig. 5). Enligt bland annat Pullan (1967) är den koncentrisk laminärstrukturen hos lateritoider (Fig. 6) diagnostisk för lateriter. Jurassisk järnmalm från Europa (exempelvis minett-malm) är vanligtvis oolitisk

med en kemisk sammansättning av huvudsakligen goethit, hematit, siderit och chamosit (berthierine) (Slater & Highley 1977).

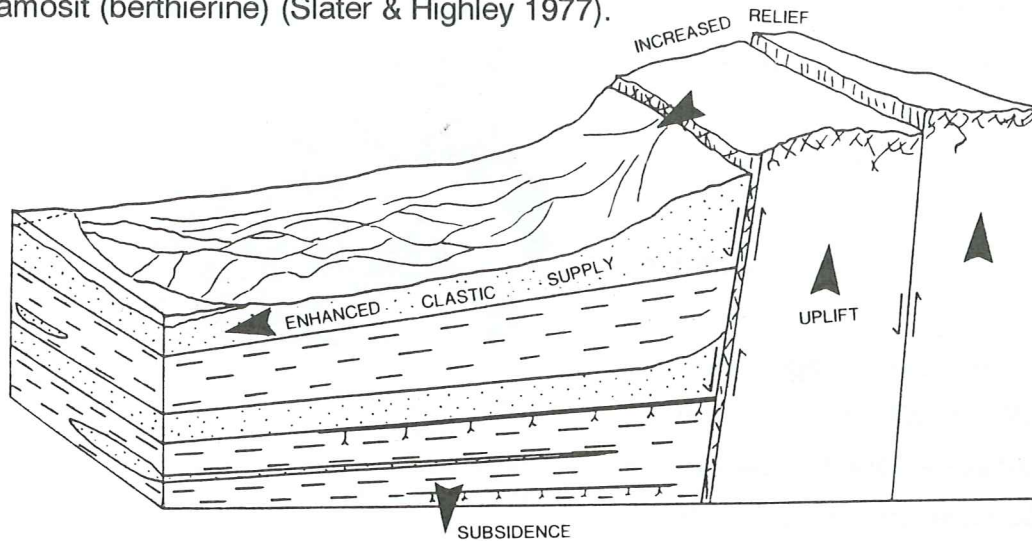


Fig. 2. Den tektoniska oron i Skåne under juraperioden ledde till subsidens i vissa områden (Höganäs-bassängen och Vombsänkan). Ahlberg (1990).

Kol är vanligt förekommande i anslutning till järnbildningar i Skåne (Troedsson 1951) och på många andra håll i världen (Curtis & Coleman 1986, Matsumoto & Iijima 1981). Exempel på detta är senkarbonska kolförande lager från England i vilka man funnit autokton lateritjord (Kulbicki & Vetter 1955). Pullan (1967) har i samma område hittat hematitkonkretioner som starkt påminner om konkretionär laterit från norra Nigeria.

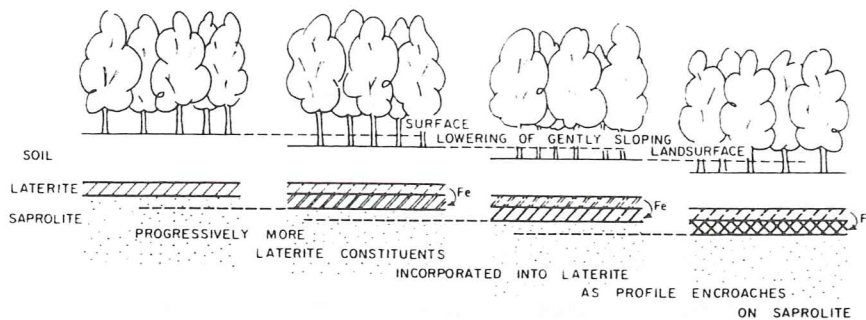


Fig. 3. Successiv järnackumulation under subsiderande förhållanden. McFarlane (1976).

Laterit

Lateritisering är en subtropisk-tropisk vittringsprocess som innebär en bortlösning av kisel och en ackumulation av i huvudsak järn och



Fig. 4. Slipsnitt av prov från Rydebäckslager (Ryaformationen) ur borrhning i Rydebäck-Fortuna. Ovala ooider med kantiga kvartskorn, en del har tydlig kvartskärna. Mellanmassa och cement består av hematit. Sivhed & Wikman (1986).

aluminiumoxider. McFarlane (1976) definierade laterit som vittrat terrigent material, rikt på sekundärt järn och aluminium, humusfattigt, ibland innehållande kvartspartiklar, samt med begränsade mängder av primära lermineral. Lateriters mineralogi kan vara högst varierande (McFarlane 1976). Dury (1969, s. 80) föreslog följande klassifikation av lateritsediment baserad på de viktigaste kemiska beståndsdelarna:

Silitic	SiO_2
Siallitic	$\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3$
Fersilitic	$\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{SiO}_2$
Fersiallitic	$\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeOOH}, \text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3\text{nH}_2\text{O}, \text{AlOOH}$
Ferrallitic	$\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeOOH}, \text{Al}_2\text{O}_3\text{nH}_2\text{O}, \text{AlOOH}$
Feritic	$\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{FeOOH}$
Fermagnitic	$\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{MnO}_2$
Tiallitic	$\text{TiO}_2, \text{Al}_2\text{nH}_2\text{O}$
Allitic	$\text{Al}_2\text{O}_3 \text{ nH}_2\text{O}, \text{AlOOH}$

Laterit är hård eller hårdnar vid uttorkning. Strukturen hos lateritbildningar varierar. Exempel på vanliga lateritstrukturer är oolitisk laterit (Fig. 6), konkretionär laterit och massiv laterit. En texturell klassifikation av lateritsediment har gjorts av Young (1976, s.151). Uppkomsten av de olika strukturerna är avhängig bland annat moderbergartens mineralsammansättning och hur mogen lateriten är (vilken grad av vittring moderbergarten varit utsatt för). Goudie (1973) har vid lateritstudier i Nigeria, Uganda och Zambia gjort iakttagelsen att det, då moderbergarten utgjordes av kalksten, ofta bildades en oolitisk eller pisolitisk laterit. Faniran (1971) noterade att det då moderbergarten utgjordes av leriga sediment bildades en mer massiv laterit, medan en pisolitisk

laterit (laterit bestående av ooider > 2 mm) formades då moderbergarten var sandig.

Även myrmalmsbildning kan ge upphov till järnooid-bildning (Fig.7 i denna uppsats; Naumann 1919). Denna sker dock företrädsvis i försumpade depressioner under inverkan av ett tempererat klimat. Myrmalms-ooider byggs i första hand upp av järnhydroxid.

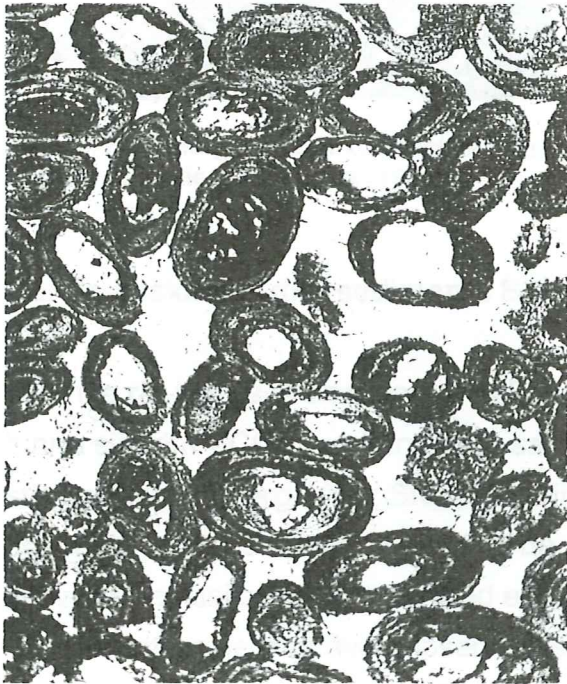


Fig. 5. Sideritisk järnoolit från Kurremölla (Fyledalen). Den längre axeln ca: 0,3 mm. 60X. Hadding (1929).

Transport av järn

Järn är tillsammans med aluminium de vanligaste metallerna i jordskorpan. Med hjälp av dräneringen i markytan och de översta jordlagren kan järn transporteras i organo-metallkomplex från högre belägna vittringsområden till lägre liggande områden. Då mikroorganismer bryter ner organiskt material i de övre delarna av marken förbrukas syre. Härvid skapas de reducerande förhållanden i marken som krävs för att järn ska kunna transporteras

utan att fällas ut på vägen. Tropisk vegetation bidrar med en stor mängd organiskt material till jordytan, där humusämnen fyller en viktig funktion vid transport av järn i lösning (Naumann 1919; de Coninck 1980). Dessa bildar hydrofila kolloider med negativa ytladdningar. Neutralisering av ytladdningarna sker bl.a vid upptagning av katjoner som exempelvis Fe^{2+} . Härvid bildas organo-metalliska föreningar i vilka järn kan transporteras (de Coninck 1980). De negativa ytladdningarna hos kolloidssubstratet ökar när pH ökar. Tropiska jordar har ofta ett högt pH vilket leder till en effektiv transport av järn.

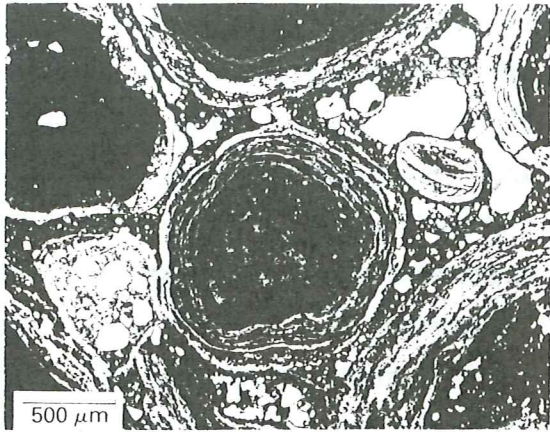


Fig. 6. Recenta gibbsitiska lateritoider från västra Australien. FitzPatrick (1983).

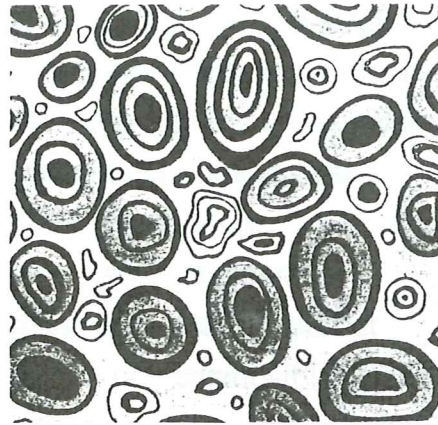


Fig. 7. Ooidstrukturerad myrmalm. Naumann (1919).

Rät-liassiska järnrika sediment i Skåne

Järnrika rät-liassiska sediment (Fig.8) förekommer i Nordvästra Skåne i form av tunna siderit(FeCO_3)-cementerade sandstensskikt, siderit-noduler och sfärosiderit (Ahlberg 1990; Sivhed & Wikman 1986, s.37; Fig. 9 i denna uppsats). I de flesta fall förekommer de järnrika sedimenten i Rät-Hettangiska alluviala-deltaiska lagerföljder med enstaka marina inslag (Pien'kowski 1991) men siderit-ooider har även observerats i marina sinemuriska-aaleniska vackor (Ahlberg 1992, pers. komm.). De liassiska järnrika sedimenten i

STRATIGRAFI I TRIAS OCH JURA								
Ålder mij. år	GEOLOGISKA TIDSAVSNITT		LITOSTRATIGRAFISKA ENHETER		Bildnings- miljö			
					kontinental	delta	strand	marin
		Formation	Led					
140	Yngre Jura	PORTLAND	Annero- formationen	VITABÄCKSLEROR				
		KIMMERIDGE		NYTORPSAND				
		OXFORD		FYLEDALSLERA				
160	Mellersta Jura	CALLOV	FORTUNAMÄRGEL					
		BATH	GLASSAND					
		BAJOCIUM	FUGLUNDALAGER					
175	Äldre Jura	AALEN	Rya- formationen	RYDEBÄCKSLEDET				
		TOARCIUM		KATSLÖSALEDET				
		PLIENSBACH		PANKARPSLEDET				
		SINEMUR		DÖSHULTSLEDET				
195	Yngre Trias	HETTANGE	Höganäs- formationen	HELSINGBORGSLEDET				
		RÄT	BJUVSLEDET					
		NOR	VALLÅKRALEDET					
200		Kågerödsformationen						

Fig. 8. Stratigrafiskt schema över trias-och jurabergarter inom Helsingborg-Höganäsområdet. Sivhed & Wikman (1986).

Fyledalen domineras av sandstenar vilka ibland är kalkhaltiga. Marina fossil är vanligt förekommande, i synnerhet musslor (*Ostrea*, *Pecten*, *Limnea*, *Avicula*, *Astarte*, *Pleuromya*, *Cardium*) men även krinoidéer, belemniter och ammoniter har observerats (Hadding 1929, s. 234). En analys av de järnrika liassiska sedimenten från Fyledalen utförd av Palmqvist (1935) uppvisar en mineralsammansättning bestående av siderit, kalciumkarbonat, ilmenit, lermineral, kvarts och järnsilikater med varierande sammansättning. Järnet förekommer vanligtvis i form av siderit (FeCO_3), limonit och chamosit (chamosit = berthierine; $\text{Fe}_2\text{Al}_2(\text{Al}_2\text{Si}_2)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$). Den sideritiska sandstenen är vanligtvis något kalkhaltig (Hadding 1929, s. 235). Hadding (1929) ansåg att avsättningen av CaCO_3 har ägt rum i större omfattning än vad som framgår av kalkinnehållet

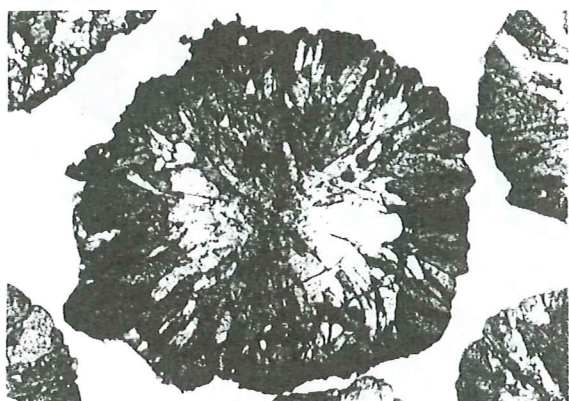


Fig. 9. Slipsnitt av sfärosideritförande Vallåkrabergarter från norra Vallåkra. Ooiderna är sfäriska med radiär kristallstruktur, 2-3 mm i diameter. Sivhed & Wikman (1986). Foto Leif Carsrud.

i sedimenten och att omvandling av CaCO_3 till FeCO_3 skett i stor skala. I vissa lager förekommer järnet i form av ooider. Kemiska analyser av dessa visar att de ofta är uppbyggda av siderit-kärnor med chamosit-höljen och att ooiderna ibland är kalcium-rika (Palmqvist 1935). De jurassiska ooiderna från Fyledalen (Fig. 5) och ooider från Ryaformationen (Fig. 4) är i regel elliptiska i genomskärning (längsta axeln ca: 0,3 mm).

Diskussion

Sedimentationsmiljön vid järnbildningen

Under yngsta trias (rät) ändrades klimatet i Europa från varmt-torrt till varmt-fuktigt. Det tropiska klimatet förde med sig en riklig växtlighet som gav upphov till kolbildningar. Resterna av en terrestrisk flora i form av kol är vanligt förekommande i anslutning till järnhaltiga rät-jurassiska lager från Skåne

(Troedsson 1913), Bornholm (Gravesen, et al. 1982) och många andra håll i Europa (Slater & Highley 1977). Den höga halten av kaolin i dessa lager, exempelvis i den liassiska järnhaltiga sandstenen i Fyledalen (Hadding 1929, s. 232) och i liassiska sideritförande lager från Boserup (Helsingborgsledet; Sivhed & Wikman 1986, s. 52) tyder på att dessa landområden varit utsatta för en omfattande kaolinvittring. Det är vanligt att de fanerozoiska järnhaltiga sedimentära bergarterna i olika delar av världen är kaolinitiska (Pettijohn 1975). Vid studier av lateritprofiler i Uganda har man kunnat studera lervittringens betydelse för lateritbildning (McFarlane 1976, s. 29). Endast i den översta delen av marken där vittringen är omfattande blir järnet utlöst och därefter utfällt.

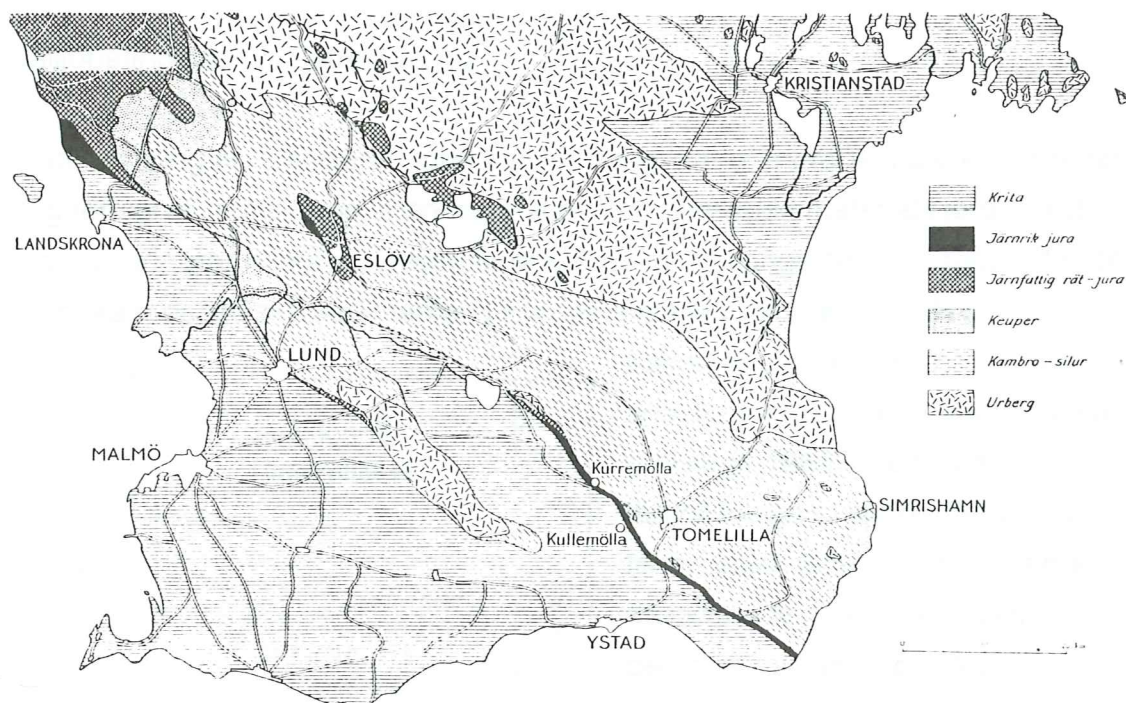


Fig. 10. Berggrunden i södra och mellersta Skåne. Svart färg markerar järnrök jura. Palmqvist (1935).

I rät startade en period av tektonisk oro som kom att fortsätta genom hela juraperioden (Norling och Wikman 1990, s. 86, fig. 1). Många av de områden i Skåne där järnanrikningar återfinns (Fig. 10) var under tiden för bildningen utsatta för en omfattande subsidens. Denna omfattande subsidens är en effekt av tension i förkastningszonerna som uppstått till följd av Pangeas uppsprickande. Efter avsättningen av huvudsakligen kontinentala avlagringar under rät och äldsta jura (Höganäsformationen), bröt havet in över stora delar

av bl.a NV Skåne (Höganäs-och Helsingborgsområdet). Dessa transgressioner står i samband med en ökad tektonisk aktivitet (Norling & Wikman 1990). Höganäsformationens järnbildningar är associerade med tektoniskt kontrollerad cyklisk sedimentation (Troedsson 1951). Enligt Troedsson speglar de olika sedimentationscyklerna rörelser i jordskorpan. I början på varje cykel var området upphöjt. Därefter utsattes området för subsidens, sjönk och transgredierades. Sambandet mellan subsidens, järnsedimentation och transgressioner har även iakttagits på många andra håll i världen (Curtis & Coleman 1986, s. 26).

Miljöbetingelser vid lateritisering

Lateritisering är associerad med kaolinvittring, fritt dränerade tropiska områden, låg topografi, subsidens, markvegetation och humusrikt material i jordtäcket som överlagrar lateriten. Dessa är också de miljöbetingelser som rådde där de järnrika mesozoiska sedimenten i Europa avsattes (McFarlane 1976).

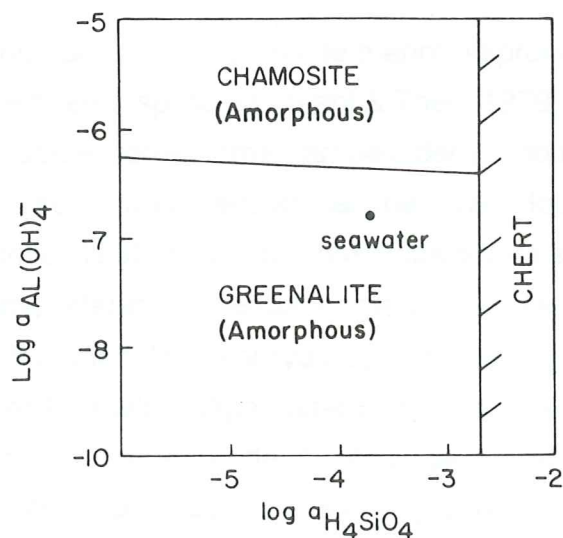


Fig. 11. Diagrammet visar att havsvatten innehåller alltför låga halter av aluminium för att berthierine (chamosit) ska kunna fällas ut på havsbotten. Slater & Highley (1977).

Källan till järnrika bildningar har ansetts vara järnrik vulkanisk aska (LaBerge 1966). De flesta järnbildningar, i synnerhet de av fanerozoisk ålder, är emellertid ej associerade med vulkaniska bergarter av jämförbar ålder (Pettijohn 1975, s. 421). Det finns däremot belägg för att vulkanisk aska kan utgöra moderbergarten vid en lateritiseringsprocess (Bridges 1978). De mineral som kan misstänkas vara lateritprodukter i Skånes rät-jurassiska lagerföljder är framförallt chamosit och siderit. Men även andra järnhaltiga mineral kan förekomma, exempelvis hematit.

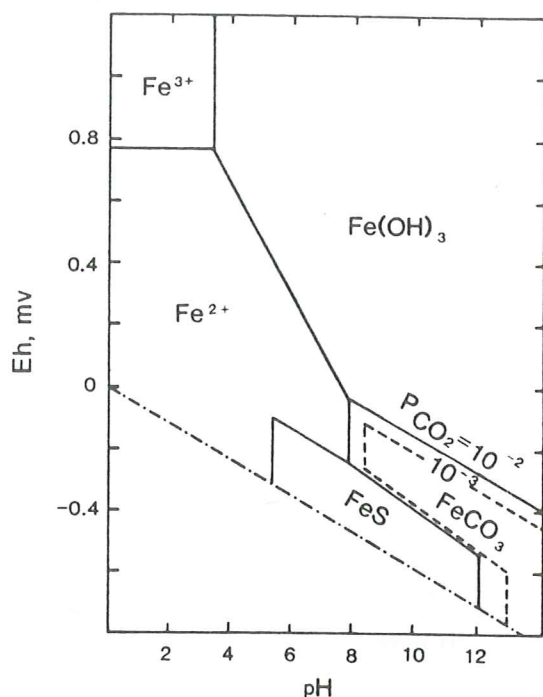
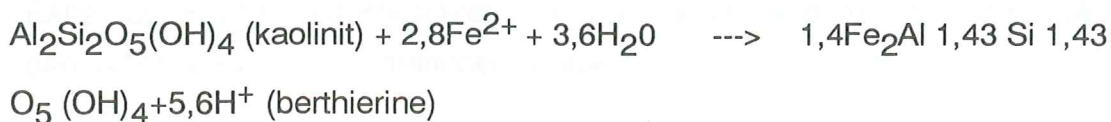


Fig. 12. Eh-PH diagram för några vanliga järnhaltiga mineral. Siderit (FeCO_3) har ett begränsat stabilitetsområde. Berner (1971).

Ibland avsätts mäktiga lager av oolitisk berthierine (chamosit) och lerjärnsten. Sådana återfinns i karbonska kolsekvenser från England. Dessa järnrika sediment kan ha mäktigheter av upp till 10 m tjocklek (Van Houten & Purucker 1984). När förutsättningarna för järnstensbildning väl etablerats kunde processen fortskrida under lång tid. Dessa förutsättningar är typiska för lateritbildning. I Uganda har lateritackumulationer på upp till 18 m uppmätts (McFarlane 1976). Bildning av recenta järnooider har inte kunnat studeras i marin miljö (Van Houten & Purucker 1984). De stora ackumulationerna av fossila

järnooider har troligtvis inte marint ursprung, utan bildades av en lateritiseringsprocess (Siehl & Thein 1978, Nahon, et al. 1980). I motsats till järnooider förekommer järnpeloider (järnooider utan koncentrisk laminering) bara som mindre accumulationer (Van Houten & Purucker 1984). Enligt Odin & Létolle (1980) bildas berthierinepeloider i estuarier. Berthierinepartiklar kan ha transporterats ut i estuarier med floder. De höga halterna av aluminium i berthierineoolit pekar tydligt på att bildningsmiljön ej är marin då havsvatten innehåller alltför låga halter aluminium (Slater & Highley 1977; Fig. 11). Då aluminium är en av de minst rörliga elementen i sedimentära system måste det funnits på plats som en lervittringsprodukt. Lateritbildning är alltid förknippad med lervittring och järnutfällning. Många fanerozoiska lerjärnstensbildningar är kaolinitiska. Detta betyder att bildningen av berthierine vid järnutfällningen varit ofullständig. Vid fullständig tillförsel av järn omvandlas all kaolin till berthierine enligt Schellmann (1969):



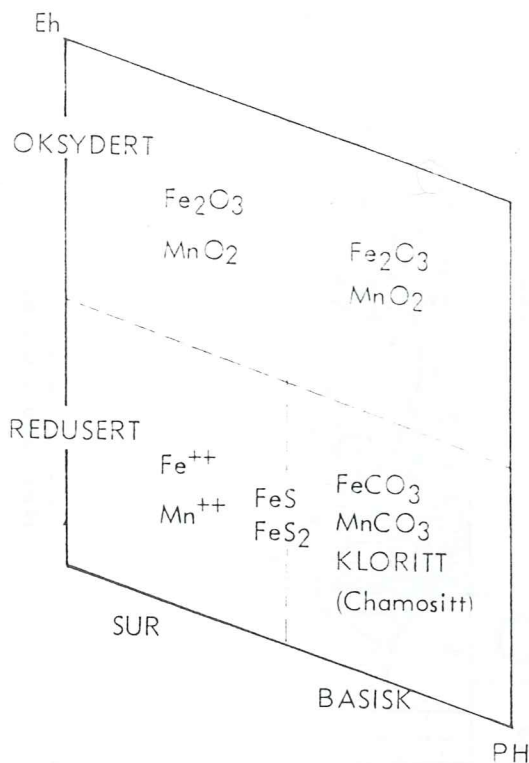


Fig. 13. Översikt över en del järnfaser i ett Eh-PH diagram. Björlykke (1984).

Siderit är ofta associerad med kolbildningar (Tyler 1950).

Jurassiska sideritrika kolflötsar har en låg svavelhalt, vilket är det normala för en sötvattenmiljö.

Sötvattenursprung har föreslagits för sideritbildningar i engelska

kolflötsar (Curtis 1967). Siderit har ett begränsat stabilitetsområde

(Fig.12). För bildning av siderit krävs en miljö där nedbrytningen av organiskt material leder till en syreminskning i sedimentet.

Järnkarbonatkonkretioner i form av siderit återfinns vanligtvis i klastiska sediment med hög organisk halt som avsatts i kustnära områden. Enligt Curtis & Coleman (1986) kan

konkretionsvolymen utgöras av upp till 80% cement. Denna höga halt kan ej härröra från det ursprungliga porvattnet. För att en sideritkonkretion ska bildas måste lösningar ha tillförts kontinuerligt. Om den ursprungliga moderbergarten innehållit höga CaCO_3 -halter kan en bildning av siderit ske då området påverkas av lateritisering. Då halten organiskt material i markytan vanligen är hög i lateritpåverkade områden får vi en syreminskning i sedimentet. Järn kan då existera i löslig 2-värd form (Fe^{2+}) och reagera med karbonatjoner från den upplösta moderbergarten. Den kalkhaltiga moderbergarten skapar en miljö med högt pH i vilken järn, som annars är löslig i reducerande miljö, kan fällas ut ($\text{Fe}^{2+} + \text{CaCO}_3 = \text{FeCO}_3 + \text{Ca}^{2+}$; Björlykke 1984, Fig.13).

Sideritkonkretioner i engelska kollager av karbonisk ålder är ofta associerade med rötter (Besly & Fielding 1989). Detta indikerar klart en jordmånsbildningsmiljö. Exempel på denna miljö är en lateritjordmån från Bahamas (Fig.14). Sideritkonkretioner i kolförande paleosols finner vi också i den skånska Höganäsformationen (Ahlberg, pers. kom. 1992).

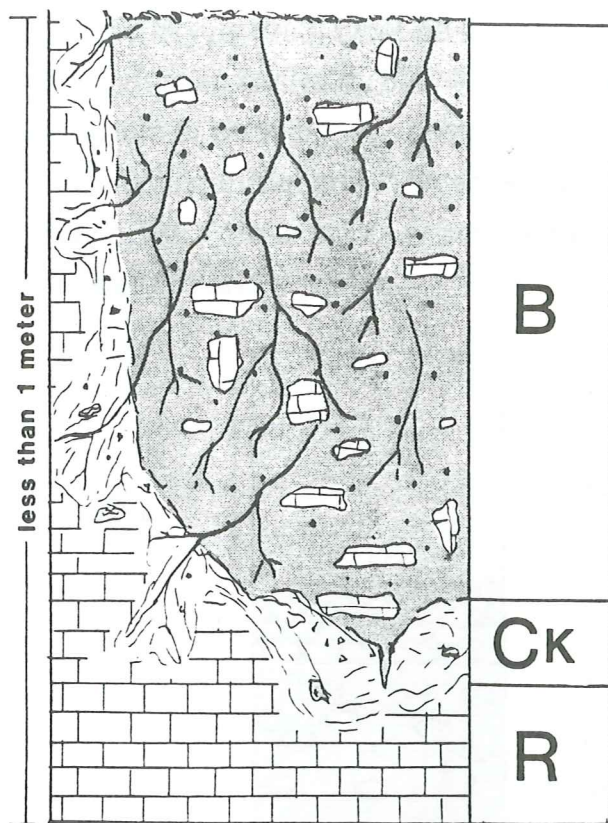


Fig. 14. Profil av en lateritjord från Bahamas. B-jordmån; Ck-pedogenetiskt förändrad kalkstensberggrund; R-oförändrad kalkstensberggrund. Foos (1991).

Subsidens och järnanrikning

De största sedimentära järnackumulationerna finns inom snabbt subsiderade områden. Exempel på detta är de jurassiska minettmalmerna i Lorraine som är begränsade till flera NO-gående synklinalaxlar, tysk järnmalm av kretaceisk ålder som finns nära den stora Saxonianförkastningen (järnet är förmodligen en utfällning i anslutning till dräneringssystem i erosionsdalen), samt i Harz (norra Tyskland) där järnmalm finns i en lagerföljd som ligger inom ett synklinalområde (Slater & Highley 1977). Även de järnrika sedimenten i SO Skåne

(Fyledalen) och i NV Skåne (Helsingborgsområdet) är avsatta i nära anslutning till förkastningsområden (Palmqvist 1935). Dessa synklinal -och förkastningsområden har troligtvis utgjort låglänta områden i terrängen. De Vletter (1955) har studerat nutida lateritbildning på Cuba och poängterade subsidensens betydelse för järnackumulationen.

Järnooider

Bildningsprocessen för järnooider har länge diskuterats (Kimberly 1981) Det har ofta antagits att de bildats på en reducerande botten i akvatisk miljö genom direkt utfällning i koncentrisk lager. Van Houten & Purucker (1984), som har studerat berthierineooider (chamosit), anser att dessa troligtvis har bildats en bit under sedimentytan och att lermineral ursprungligen bildat ooidsustratet.

Laboratorieexperiment och elektronmikroskopanalys av fossila ooider (Bhattacharyya 1983) tyder på att berthierine bildas genom omvandling av kaolin. Kemisk analys av berthierine visade att kiseldioxid och oxider av järn och aluminium är de viktigaste beståndsdelarna (Berz 1926, s. 377). Järn och aluminiuminnehållet anses av en del vara diagnostiskt för laterit (se McFarlane 1976, s.16). Förekomsten av berthierineoolit i Skåne är begränsad till liassiska sandstenar från Fyledalen.

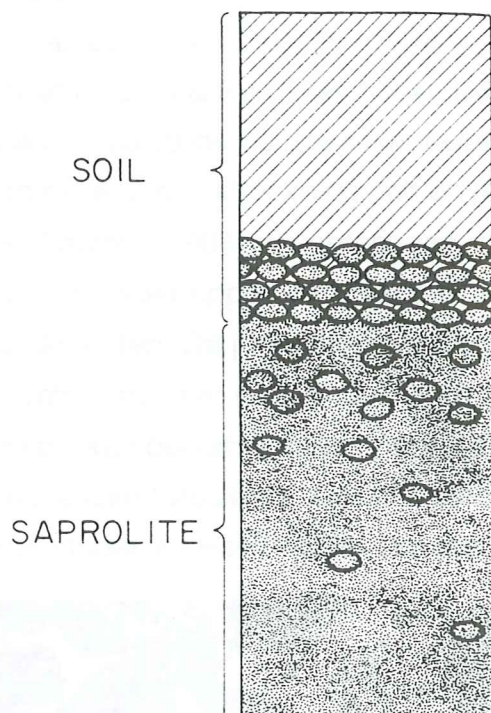


Fig. 15. Oolitisk grundvattenlaterit från Uganda. Ovala ooider utdragna parallellt med bäddplanet. McFarlane (1976).

Hemingway (1974) har vid studier av järnooider funnit ooider där den koncentrisk lagringen omsluter flera korn. Dessa ooider kan, enligt honom, inte ha byggts upp genom utfällningen kring korn som rört sig i turbulent vatten på en bassängbotten. Hemingway föreslog att berthierineooiderna i stället utvecklats inne i sedimentet. Fossila järnooider har ibland inre krympsprickor (Van Houten & Purucker 1984). Dessa bildas även i recenta lateritoider när den ursprungliga gelformen övergår till fast form (Lindgren 1925). De Coninck (1980) har studerat hur lamineringar kring klastiska partiklar i jordmåner bildas då järn och aluminium transporteras ner och fällts ut. I dessa lamineringar är sprickor (jämförbara

med de ovan nämnda) vanligt förekommande. Det finns tydliga indikationer på att järnooider från början varit mjuka (Tucker 1981, s.182). Detta motsäger teorin att järnooider bildats vid diagenetisk ersättning av kalciumkarbonatoider, då dessa under sin bildning aldrig varit mjuka (Tucker 1981, s.183).

Goudie (1973) har vid lateritstudier i Nigeria, Uganda och Zambia gjort iakttagelsen att det då moderbergarten utgöres av kalksten ofta bildas en oolitisk eller pisolitisk laterit. Dessa bildningar skulle kanske kunna jämföras med fossila sideritoolitbildningar. I Skåne finns sideritoider i Höganäs -och Ryaformationerna, samt i liassisk sandsten från Fyledalen. Järnoolitsediment

från Fyledalen är i vissa avsnitt kalcium-rika (Hadding 1929). De rätiska Vallåkrallagen (Höganäsformationen) innehåller i vissa avsnitt sfärosiderit (Sivhed & Wikman 1986, s.37, fig.9). Sfärosiderit är ett vanligt förekommande inslag i fossila jordmåner (palaeosols), ex., i de engelska kol -och järnhaltiga karbonska lagerna. De största koncentrationerna finns kring rötter (Besly & Fielding 1989). Torksprickor i dessa jordmåner visar att de, åtminstone i perioder, varit utsatta för uttorkning. I mer väl-dränerade jordmåner är sfärosiderit sällsynt.

Tätt packade ooider är i vissa järnstenar utdragna parallellt med lagringsytan (Van Houten & Purucker 1984). Denna orientering och ovala form hos ooiderna kan också studeras hos recenta lateritoider (Fig.15). Ibland har fossila ooider en ekvatoriell förtjockning och en polär diskontinuitet i vissa lager (Van Houten & Purucker 1984). Orienteringen, formen och den polära diskontinuiteten hos dessa ooider uppstod troligtvis till följd av den vertikala kompaktionen av sedimenten. De jurassiska ooiderna från Fyledalen (Fig. 5) och ooider från Ryaformationen (Fig. 4) är i likhet med recenta lateritoider (Fig.16) i regel elliptiska i genomskärning (längsta axeln ca: 0,3 mm). Denna form indikerar lugna icke turbulenta avsättningsförhållanden (Sturesson 1988). Knox (1970) har studerat fossila ooider och gjorde iakttagelsen att ooiderna vanligen var

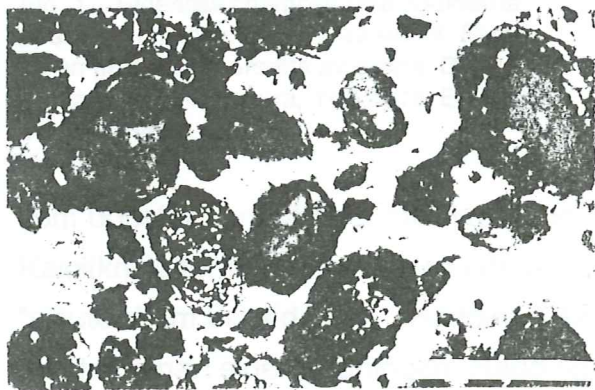


Fig. 16. Lateritoider från Bahamas. Skalan nedre hörnet t.h = 0.5 mm. Foos (1991).

plattade och oregelbundna. Vissa av de ooider som Knox undersökt har lamineringar endast på kornets ena sida. Han drog slutsatsen att ooiderna är bildades i en lugn icke-turbulent miljö. Den mycket ringa storleken medför att ooiderna vid turbulenta förhållanden skulle lyftas över botten och därmed ej kunnat rullat på botten vid sin bildning.

Lateritisering av marina sediment?

Järnoolit, av siderit -och berthierinetyp, innehåller ofta en rik marin bentisk fauna

(Tucker 1981) och kärnan i ooiderna utgöres ofta av fossilfragment. Varför finner vi denna fauna som kräver en syrerik marin miljö i sediment med höga halter siderit och berthierine som kräver reducerande förhållanden för sin bildning? Svaret kan vara att när havet under en regressiv fas drog sig tillbaka utsattes stora shelfområden för vittring i markytan. Vegetationen kunde därefter vandra ut över dessa marker. Med påföljande humusbildning kunde en lateritiseringsprocess starta. Då skapades de reducerande förhållandena som var nödvändiga för berthierine -och sideritbildning. Exempel på denna process kan studeras på Eleuthera, Bahamas. Lateritbildning sker här på kalkstensberggrund (Fig.14). I en sideritisk berthierineoolit från Yorkshire av jurassisk ålder har fossila kalkskalsfragment ersatts av siderit (Tucker 1981;

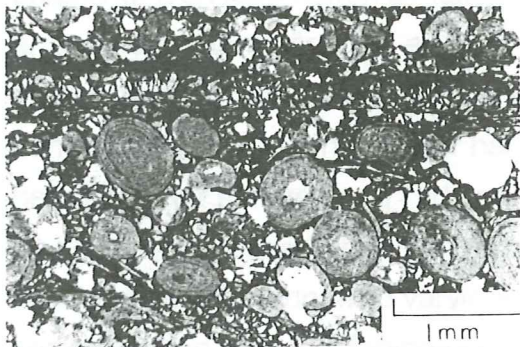


Fig. 17. Sideritisk chamosit oolit. Ooiderna består av chamosit, matrix av siderit. Skalet av en mussla har ersatts av siderit. Dogger järnsten, mellersta Jura, Yorkshire, England. Tucker (1981).

Fig.17). Ytterligare ett exempel på denna bildningsmodell är en jurassisk sideritsandsten från Kurremölla som innehåller karbonatskaliga organismer (Hadding 1929). Skalmaterialet hos dessa har omkristalliserats till grova mosaikkristaller (aggradering neomorphism). Folk (1974) och Longman (1977) föreslog att Mg-joner avlägsnats med tillrinnande regnvatten (vilket betyder att kalkstenen befunnit sig ovanför havsytan). I porutrymmena

som uppstår kan därefter mikritkalcit omkristalliseras till microspar.

Kalcitkristaller från fossilskalerna i de jurassiska sedimenten från Kurremölla "skjuter fram in i sideriten" (Hadding 1929). Detta tyder på att omkristalliseringen skedde innan sideritbildningen (Hadding 1929). Skalerna kan först ha omkristalliserats med hjälp av regnvatten. Den efterföljande lateritiseringsprocessen kan därefter omvandla kalcitcementet till siderit. I en sideritisk sandsten av liassisk ålder från Kulla Gunnarstorp (norr om Helsingborg) finns marina musslor (Hadding 1929, s. 227). Den marina miljön med skalproduktion bör ha efterföljts av en regressiv fas då shelfområden torrlades och täcktes med jordmån. Vid lateritisering av området ackumuleras stora mängder järn som i den syrefattiga miljön under jordtäcket kan reagera med karbonatjoner i kalkberggrunden och bilda siderit (se formel s.11, Fig.13

och Fig.14).

Exempel på att järnsten ofta verkligen bildas i en kustnära miljö där upprepade transgressioner och regressioner skapar en cyklisk sedimentation är den siluriska Clintonmalmen (östra USA). Här är järnstensbildningen på många ställen associerad med uppgrundningssekvenser, coarsening-up, i en cyklisk sedimentation (Hemingway 1951). Varje episod av järnstensavsättning kan här relateras till en generell uppgrundning av bassängen (Hunter 1970). I södra Appalacherna har tre coarsening-upward cykler hittats, var och en kulminerande i järnrika sediment på toppen (Hemingway 1951). Järnförekomsterna är störst i de grundare östra delarna av bassängen medan järnhalten i djupvattenfacies är låg. Detta indikerar att järnet har ett kontinentalt ursprung. Den låga halten av fältspat tyder på att landytan var djupvittrad, vilket är en förutsättning för att få en utlösning av järn. Förmodligen var landytan nederoderad till ett låg-topografipeneplan (Curtis & Spears 1968). Ett fåtal hematitersatta berthierineooider har iakttagits. Sheldon (1970) förespråkar att hematiten har sitt ursprung i tidigare bildad berthierine. Vid en transgression kan de kontinentalt bildade berthierineooiderna i de mest kustnära områdena hamna i en oxiderande marin miljö varvid en omvandling till hematit kan ske. Cyklisk sedimentation och coarsening-upward sekvenser kan även studeras i de engelska och franska jurassiska järnbildningarna. Bornholmsgruppens lerjärnstensbildningar uppvisar ofta en cyklisk sedimentation. Bagåformationens cykliska sediment består ofta av grus, korsskiktad sandsten, kaolinsandsten, lerjärnsten, laminerad lera, kollager (ibland med rötter bevarade). De jurassiska avsättningarna i Fyledalen uppvisar också cyklisitet i vissa avsnitt. Foos (1991) har studerat lateritjord som bildas på kalkstensberggrund på Bahamas (Fig.14). Hon drog slutsatsen att vid analoga miljöförhållanden bör lateritjord utbildas på topparna av karbonatcykler.

Tack

Jag vill tacka Anders Ahlberg för handledning och granskning av mitt examensarbete. Jag vill även tacka professor Kent Larsson, docent Sven Stridsberg, Mikael Siverson och Leif Arndorff för goda råd till förbättringar av mitt examensarbete.

Referenser

- Ahlberg, A., 1990: Provenance, stratigraphy, paleoenvironments and diagenesis of the Lower Jurassic strata in the Helsingborg railway tunnel, southern Sweden. *Department of Historical Geology and Paleontology, thesis nr 2*, Lund, 39-41.
- Berner, R.A., 1971: *Principles of Chemical Sedimentology*. McGraw-Hill, New York. 256 pp.
- Berz, K., 1926: Über die Natur und Bildungsweise der marinen Eisensilikate insbesondere der chamositischen Substanzen. *Fortschrift der Geologie und Paleontologie* 11, 377.
- Besly, B. M. & Fielding, C. R., 1989: Palaeosols in Westphalian coal bearing and red-bed sequences, central and northern England. *Palaeogeographica., Palaeoclimatologica., Palaeoecologica.* 70, 303 - 330.
- Bhattacharyya, D.P., 1983: Origin of berthierine in ironstones. *Clays and clay-minerals* 31, 173-182.
- Bjørlykke, K., 1984: *Laerebok i sedimentologi og petroleumsgologi.* Universitetsforlaget, Bergen, Oslo, Stavanger, Tromsø. 285 pp.
- Bridges, E.M., 1978: *World soils*. Cambridge University Press, Cambridge. 128 pp.
- de Coninck, F., 1980: Major mechanisms in formation of spodic horizons. *Geoderma* 24, 101-128.
- Curtis, C.D., 1967: Diagenetic iron minerals in some British Carboniferous sediments. *Geochimica et Cosmochimical acta* 31, 2109-2123.
- Curtis, C. D. & Coleman, M. L., 1986: Controls on the precipitation of early diagenetic calcite, dolomite and siderite concretions in complex depositional sequences, 23-34. In D. L. Gautier (ed.): Roles of organic matter in sediment diagenesis. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 38.
- Curtis, C. D. & Spears, D.A., 1968: The formation of sedimentary iron minerals. *Economical Geology* 63, 257-270.
- Dury, G. H., 1969: Rational descriptive classification of duricrusts. *Earth Science Journal* 3, 77-86.
- Faniran, A., 1971: The parent material of Sydney laterites. *Journal of Geological Society of Australia* 18, 159-164.

- FitzPatrick, E. A., 1983: *Soils, their formation, classification and distribution*. Longman, London. 353 pp.
- Folk, R.L., 1974: The natural history of crystalline calcium carbonate effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology* 44, 40-53.
- Foos, A. M., 1991: Aluminous lateritic soils, Eleuthera, Bahamas: A modern analog to carbonate paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology* 61, 340-348.
- Goudie, A., 1973: *Duricrusts in tropical and subtropical landscapes*. Oxford University Press, London. 174 pp.
- Gravesen, P., Rolle, F. & Surlyk, F., 1982: Litostratigraphy and sedimentary evolution of the Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous of Bornholm, Denmark. *Danmarks Geologiska Undersökning B7*, 1-51.
- Hadding, A., 1929: The Pre-Quaternary sedimentary rocks of Sweden. *Lunds Universitets årsskrift* 25, 1-287.
- Hemingway, J.E., 1951: Cyclic sedimentation and the deposition of ironstones in the Yorkshire Lias. *Yorkshire Geological Society Proceedings* 28, 67-74.
- Hemingway, J.E., 1974: Jurassic, 161-223. In: D. H. Rayner and J. E. Hemingway (eds.): *The Geology and Mineral Resources of Yorkshire*. Yorkshire Geological Society, Leeds.
- Hunter, R.E., 1970: Facies of iron sedimentation in the Clinton Group, 101-121. In: G.W Fisher (ed.): *Studies of Appalachian Geology, Central and Southern area*. Wiley-Interscience, New York.
- Kimberly, M.M., 1981: Oolitic ironformation, 25-76. In: K.H. Wolf (ed.): *Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits* 9. Elsevier, Amsterdam, New York.
- Knox, R.W., 1970: Chamosit oolites from the Winter Gill ironstone (Jurassic) of Yorkshire, England. *Journal of Sedimentary Petrology* 40, 1216-1225.
- Kulbicki, G. & Vetter, P., 1955: Sur la présence d'argiles bauxitiques dans le Stéphanien de Decaze ville. *Académie des Science* 24, 104-106.
- LaBerge, G.L., 1966: Altered pyroclastic rocks in iron-formation in Hammersley, Range, Western Australia. *Economy Geology* 61, 147-161.
- Lindgren, W., 1925: Gel-metasomatism or replacement of crystalloids by gels. *Bulletin of the Geological Society of America* 36, 253-255.
- Longman, M.W., 1977: Factors controlling the formation of microspar in the

- Bromide Formation. *Journal of sedimentary petrology* 64, 461-487.
- Matsumoto, R. & Iijima, A., 1981: Origin and diagenetic evolution of Ca-Mg-Fe carbonates in some coalfields of Japan. *Sedimentology* 28, 239-259.
- McFarlane, M.J., 1976: *Laterite and landscape*. Academic Press, London. 151 pp.
- Nahon, D., Carozzi, A.V. & Parron, C., 1980: Lateritic weathering as a mechanism for the generation of ferruginous ooids. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 1287-1298.
- Naumann, E., 1919: Södra och mellersta Sveriges sjö- och myrmalmer. Deras bildningshistoria, utbredning och praktiska betydelse. *Sveriges Geologiska Undersökning C297*, 1-194.
- Norling, E. & Bergström, J., 1987: Mesozoic and Cenozoic tectonics of Scania, 7-9. In: P.A. Ziegler (ed.) : Compressional intra-plate deformations in the Alpine Foreland. *Tectonophysics* 137.
- Norling, E. & Wikman, H., 1990: Beskrivning till berggrundskartan Höganäs NO / Helsingborg NV. *Sveriges Geologiska Undersökning. Af129*, 85-94.
- Odin, G.S., & Létolle, R., 1980: Glauconitization and phosphatization environments, a tentative comparison. *Society of Economy Paleontology and Mineralogy* 29, 227-237.
- Palmqvist, S., 1935: Geochemical studies on the ironbearing Liassic series in southern Sweden. *Meddelanden från Lunds Geologisk-Mineralogiska institution* 60, 1-204.
- Pettijohn, F.J., 1975: *Sedimentary rocks*. Harper & Row, New York, Evanston, San Francisco and London. 628 pp.
- Pien'kowski, G., 1991: Liassic sedimentation in Scania, southern Sweden: Hettangian - Sinemurian of the Helsingborg Area. *Facies* 24, 39-86.
- Pullan, R. A., 1967: A morphological classification of lateritic ironstones and ferruginised rocks in northern Nigeria. *Nigerian Journal of Science* 1, 161-174.
- Schellmann, W., 1969: Die Bildungsbedingungen sedimentärer Chamosit und Hämatit-Eisenerze am Beispiel der Lagerstätte Echte. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 111, 1-31.
- Sheldon, R.P., 1970: Sedimentation of iron-rich rocks of Llandovery Age (Lower Silurian) in the southern Appalachian basin, 107-112. In: W.B.N. Berry & A.J. Boucot (eds.): Correlation of the North American Silurian Rocks.

- Geologic society of America* 102.
- Siehl, A. & Thein, J., 1978: Geochemische Trends in der Minette (Jura, Luxemburg, Lothingen). *Geologische Rundschau* 67,1052-1077.
- Sivhed, U. & Wikman, H., 1986: Beskrivning till berggrundskartan Helsingborg SV. *Sveriges Geologiska Undersökning Af149*, 34-74.
- Slater, D. & Highley, D.E., 1977: The genetic types of iron ore deposits in Europe and adjacent areas, 393-409. In : A. Zitzmann (ed.): *The Iron ore deposits of Europe and adjacent areas. 1*. Schweizerbart, Stuttgart.
- Sturesson, U., 1988: Ferriferous and phosphatic ooids from the lower Palaeozoic of Sweden. *Acta Universitatis Uppsaliensis. Comprehensive Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science* 131, 1-17.
- Troedsson, G., 1913: Om de mesozoiska bildningarna vid Vallåkra. *Meddelande från Lunds geologiska fältklubb* 19, 89-95.
- Troedsson, G., 1951: On The Höganäs Series of Sweden (Rhaeto-Lias). *Lunds Universitets Årsskrift. N. F. Avd.2. Bd 47. Nr1.*, 1-268.
- Tucker, M.E., 1981: *Sedimentary petrology, an introduction*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 252 pp.
- Tyler, S.A., 1950: *Sedimentary iron deposits, in applied sedimentation*, 506-523. Wiley-Interscience, New York.
- Van Houten, F.B. & Purucker, M.E., 1984: Glauconitic peloids and chamositic ooids-favorable factors, constraints, and problems. *Earth Science Reviews* 20, 211- 243.
- de Vletter, D.R. 1955: How Cuban nickel ore was formed- a lesson in laterite genesis. *Mineral Journal of England* 156, 84-87.
- Young, A. 1976: *Tropical soils and soil survey*. Cambridge University Press, London, New York, Melbourne. 468 pp.

Tidigare skrifter i serien "Examensarbeten i Geologi vid Lunds Universitet":

8. Persson, K.: Kobolt i pyrit från Kiruna Järnmalmgruva. 1985.
9. Ekström, J.: Stratigrafisk och faunistisk undersökning av Vitabäckslerorna i Skåne. 1985.
10. Säll, E.: Neobeyrichia from the Silurian of Bjärsjölagård. 1986.
11. Markholm, C.-O.: Svagt naturgrus och bergkrossmaterial till bärlager. En laboratoriestudie. 1986.
12. Hellström, C.: Klassifikation av leptiter i malmstråket mellan O. Silvberg och Vallberget, Dalarna. 1986.
13. Öhman, E.: En petrografisk och mineralogisk studie av en komplex gång bestående av metadiabas och kvartskaratofyr i Kiirunavaara-gruvan. 1986.
14. Holmberg, G., Johansson, L.: Sedimentologisk undersökning av de övre glacifluviala avlagringarna i Vombsänkan, södra Skåne. 1986.
15. Thuning, B., Linderson, H.: Stratigrafi och överplöjning i Bussjöområdet, Ystad. 1986.
16. Bergstedt, E., Lööf, A.I.: Naturvärme- och teknik och geologi med en översiktlig kartläggning av tillgångarna i Kalmar län och Västerviks kommun. 1986.
17. Elg, A.: Investigation of a wollastonite occurrence in central Sweden. 1987.
18. Andrésdóttir, A.: Glacial geomorphology and raised shorelines in the Skardsströnd-Saurbauer Area, west Iceland. 1987.
19. Eken, K.: Geohydrologisk undersökning vid Filborna avfallsupplag i Helsingborg. 1987.
20. Kockum, K.: Alkalisering vid konstgjord infiltration : En vattenkemisk studie i tre vattentäkter i sydöstra Småland. 1987.
21. Wedding, B.: Granitförande pegmatiter i SV Värmland. En mineralogisk och kemisk studie. 1987.
22. Utgåår.
23. Hammarlund, D.: Sedimentstratigrafiska och paleohydrologiska undersökningar av Fönesjön och Kalvs Mosse inom Vomslätten, centrala Skåne. 1988.
24. Jansson, C.: Basiska bergarter, gångbergarter, sedimentbergarter och breccior i vaggerydssyenit. En undersökning i protoginzonen vid Vaggeryd. 1988.
25. Jerre, F.: Silurian conulariids from the Lower Visby Beds on Gotland. 1988.

26. Svensson, E.: Upper Triassic depositional environments at Lunom, northwest Scania. 1989.
27. Vajda, V.: Biostratigrafisk indelning av den Mesozoiska lagerföljden i Köpingsbergsborrningen 3, Skåne. 1988.
28. Persson, A.: En biostratigrafisk undersökning av conodontfaunan i Limbatakalkstenen på lokalen "Stenbrottet" i Västergötland. 1988.
29. Regnell, M.: Stenåldersmänniskans vegetationspåverkan på Kullaberg, nordvästra Skåne. En paleoekologisk studie. 1988.
30. Siverson, M.: Palaeospinacid selachians from the Late Cretaceous of the Kristianstad Basin, Skåne, Sweden. 1989.
31. Mathiasson, L.: REE i svekofenniska migmatitneosomer och sensvekofenniska graniter från Nyköpingsområdet. 1989.
32. Månsson, A.: Kinematic analysis of the basement-cover contact of the western margin of the Grong-Olden Culmination, Central Norwegian Caledonides. 1990.
33. Lagerås, P.: Kontinuitet i utnyttjandet av Baldringes utmarker. En pollenanalytisk studie i Skogshejdan, Skåne. 1991.
34. Rundgren, M.: Litostratigrafi och paleomiljöutveckling i Langelandselv-området, Jameson Land, östra Grönland. 1991.
35. Björkman, L.: Vegetationshistorisk undersökning av en förhistorisk jordmånsprofil begravd under en stensträng i Rösered, Västergötland. 1991.
36. Holmström, P., Möller, P., Svensson, M.: Water supply study at Manama, southern Zimbabwe. 1991.
37. Barnekow, L.: Jämförelse mellan hydrometer-, pipett- och sedigrafimetoderna för kornstorleksanalyser. 1991.
38. Ask, R.: Rocks of the anorthosite-mangerite-charnockite-granite suite along the Protogine Zone, southern Sweden. 1992.
39. Leander, P., Persson, C.: En geologisk och geohydrologisk undersökning av Siesjöområdet norr om Sölvesborg. 1992.
40. Mannerstrand, M.: Röntgenkaraktärisering och optisk undersökning av kalifältspater från Varbergscharnockiten och Hinnerydsgraniten, sydvästra Sverige. 1992.
41. Johansson, P.: Moränstratigrafisk undersökning i kustklingar, NV Polen. 1992.
42. Hagin, L.: Övergången mellan koronadiabas och eklogit i Seveskollan på Grapesvare, Norrbotten, svenska Kaledoniderna. 1992.
43. Nilsson, P.: Caledonian Geology of the Laddjuvaggi Valley, Kebnekaise-area, northern Swedish Caledonides. 1992.