

Sind rote Sedimente in der „Albüberdeckung“ Zeugen einer tertiären Verwitterung oder einer marinen Überflutung in der Kreidezeit?

VON

INGEBORG HOHENESTER

mit 1 Tabelle und 3 Abbildungen als Beilage

1 Einleitung und Problemstellung

Rote Farben in der Albüberdeckung sind häufig als Bodenbildungen unter tropischen Verwitterungsbedingungen während des Tertiärs angesehen worden. Solche fossilen Böden führten BÜDEL (1957) zu der Arbeitshypothese einer sarmatopontischen Spülfläche, die im Gebiet der nördlichen Frankenalb noch in Resten erhalten sei. Diese Vorstellung löste in der Folge heftige Diskussionen (GRAUL 1963, DONGUS 1974) und rege Feldtätigkeit aus (u.a. HÖHL 1963, PFEFFER 1986, 1990), wobei die tertiären Bodenbildungen nicht in Frage gestellt wurden. Kritik an der tertiärzeitlichen Datierung kam aber von geologischer Seite; man dachte dabei vor allem an Relikte der sogenannten Erzformation der Kreide.

Wie sind aber rote Böden außerhalb der bisher bekannten Verbreitung dieser kreidezeitlichen Sedimente zu interpretieren, z.B. im Bereich des geologischen Kartenblattes Hersbruck, wo von HAARLÄNDER (1961) keine datierbaren Kreidorelikte gefunden wurden? Die dort in Höhen über 500 m in der Albüberdeckung auftretenden roten Farben wurden als tertiäre Bodenbildungen angesehen (BRUNNACKER 1961: 54, DIEZ 1973: 40, WITTMANN 1982: 55).

In der Gegend von Stöppach nördlich Hersbruck konnten im Frühjahr 1990 bei 530 m NN frisch aufgepflügte blaugraue Feinsandtone beobachtet werden. Bei 565 m NN kleiden schwarze Tone eine mit rotem Sand gefüllte Dolomittasche aus. Aus beiden Tonen konnten marine Faunenreste geschlämmt werden. Die Untersuchungen, die freundlicherweise von Prof. Dr. Groiss durchgeführt wurden, ergaben nicht umgelagertes, autochthones Kreidematerial: Bryozoen, ein Fischrest, Ophiurenreste aus den tieferen Tonen, ein Selachierzahn aus den höheren. Genauere Zeitangaben sind nicht möglich.

Bei 530 m lagen in den Tonen erbsen- bis faustgroße, schalige Toneisenstein-Geoden mit Pyrit/Markasit-Füllung. Ebenfalls aufgepflügt aus dem Anstehenden waren feinsandige, glimmer- und etwas feldspatführende Limonite mit nicht bestimmbareren Muschel- und Belemniten-Abdrücken. Nur wenig oberhalb konnten undeutlich geschichtete, stark feldspathaltige, weniger limonitisierte Glimmersand-

steine (Korngröße wie bei dem Limonit 0,25 mm), außerdem Glanzkohle gesammelt werden. Bis zu der Dolomittasche findet man rote Sande und Lehme, die auch für den Hausanstrich gegraben wurden. In diesen und auf den Äckern findet man bis 1 cm große sehr gut gerundete, graupenförmige Milchquarze, außerdem häufig Malm-Hornsteine mit brauner Rinde.

Auf Grund der marinen Funde, die einen etwa 30 m mächtigen Schichtstoß von roten, eisenhaltigen Sanden oben und unten begrenzen, muß auf Eisenanreicherung in marinem Milieu geschlossen werden. Die 'tertiären Bodenbildungen' des Hersbrucker Gebietes sind also zu bezweifeln.

In Frage gestellt werden deshalb auch andere rote Tertiär-Sedimente in vergleichbarer Höhenlage: die oberhalb von 480 m an Flächensysteme in 30 m Abstand gebundenen Rotlehme zwischen Pegnitz und Vils (PFEFFER 1986, 1990) und die südlich von Hersbruck oberhalb von 510 m beschriebenen Tertiärbildungen (LIPPERT 1975, HÖHL 1982). Ebenfalls nicht gesichert erscheinen die tertiären Rotlehme in der Umgebung von Muggendorf, die von dort beschrieben wurden (BRUNNACKER 1959b, HÖHL 1963).

2 Kreidezeitliche Erzanreicherung

Die zeitliche Einordnung der marinen Funde in die Kreide fällt nicht leicht, da es bei den verschiedenen Abschnitten unter den Geologen Streit gibt. „So wird es noch manche Überraschungen in unserer Kreidestratigraphie geben“ (MEYER 1983: 81).

In der Kreide der mittleren Frankenalb können zwei Hauptphasen der Erzanreicherung ausgeschieden werden und zwar jeweils im Anschluß an vorausgegangene Verwitterung und Abtragung (Verkarstung).

2.1 Erzanreicherung im Cenoman

– Eintiefung im Präcenoman:

bis etwa zur Dogger-Malm-Grenze im Bereich zwischen Happurg (SCHMIDT-KALER 1977), Vilseck (v. FREYBERG 1953a) und Amberg (TILLMANN u.a. 1963)

– Material der „Erzformation“:

- Jura-Reste: Hornsteine, evtl. Erz

- Fremdmaterial: Quarz, Feldspat, Glimmer; Eisen, das im Basischen ausgefällt wurde (v. FREYBERG 1940), wenig Kaolin; umgelagerte Fauna, Glaukonite, Ooide (umstritten);

– Material der Schutzfelsschichten: weiße Quarzmehl-Kaolin-Sande, z.T. quarzitisches oder limonitisches verfestigt; meist dunkelrote Tone

- Ablagerungsbedingung: umstritten (vgl. Abb. 1. u. 3.)
 - limnisch-fluviatil (MEYER 1981, GUDDEN 1984), beide Fazies miteinander verzahnt
 - marine Erzformation, limnisch-fluviatile Schutzfelsschichten, zeitungleich (TILLMANN zuletzt 1986)
- vertikale Erstreckung der Erze: umstritten
 - Eindeckung des gesamten Malms mit beiden sich verzahnenden Fazies, Erzausscheidung bis in Gipfellage möglich (MEYER 1983)
 - basale bis 60 m mächtige Erzformation, darüber bis 40 m Schutzfelsschichten (TILLMANN u. TREIBS 1967), die Malmgipfel nicht überlagernd
- horizontale Erstreckung der Erze: nicht sehr umstritten (vgl. Abb. 1 u.3)
 - mehr im zentralen Bereich der Frankenalb-Furche, vereinzelt Fundpunkte bis zum Westrand der Frankenalb (MEYER 1981)
 - über den Albrand nach Westen hinaus bis zur Linie Nürnberg-Treuchtlingen (TILLMANN 1986)

2.2 Erzanreicherung im basalen Coniac

- Eintiefung im Präconiac:

Nach der endgültigen Eindeckung der Frankenalb mit z.T. marinen Sedimenten des Obercenomans, des Unter- und Mittelurons und limnisch-fluviatilen des Oberturons (TILLMANN u. TREIBS 1967) erfolgte eine Erosion (mit Verwitterung) unterschiedlichen Ausmaßes, je nach der tektonischen Verstellung und Nähe zum Meeresspiegel: z.T. vermutlich subaquatische Rinnenbildung bis 100 m tief (TILLMANN u.a. 1963); in herausgehobenen Gebieten z.T. ebenfalls rinnenartig; flächenhaft mehr im Norden (LEHNER 1935)

- im Norden und Westen: Entfernung des Ober- und Mittelurons bis auf wenige Reste, u.a. den Betzensteiner Kreidekalk (LEHNER 1934b) (vgl. Tab. 1)
- südlich Hersbruck: bis zur unterturonen Vesicularis-Kreide (LEHNER 1935)
- in den Erztrögen: z.T. starke Eintiefung z.B. im Polje von Königstein (eigene Interpretation)
- östlich Amberg: keine Erosion, bewiesen durch konkordante Lagerung von marinem Mittel- und Oberturon und marinem Coniac (TILLMANN u.a. 1963)
- an vielen Stellen Freilegung von undatierbaren Quarziten (Michelfelder Schichten)
- Freilegung von Malm, dadurch Verkarstung (SEEMANN 1925, CRAMER 1928, LEHNER 1935)

- Material: je nach Zusammensetzung des freigelegten Untergrundes:
 - Jura-Reste: Hornstein und evtl. Eisen
 - Kreide-Reste: aus den Michelfelder Schichten (i.S. TILLMANN u. TREIBS 1967 Schutzfelsschichten bis Oberturon): Quarz, Quarzit (Kallmünzer), Kaolin; eisenhaltige rote Tone aus der Endphase eines Schüttungszyklus; Eisen aber auch aus verwitternden Glaukoniten der marinen Phasen und aus Limoniten
 - Fremdmaterial:
aus dem Grundgebirge: Glimmer, Feldspat, Quarz und Eisen (TILLMANN 1964) und aus der Permotrias, v.a. dem Kulmbacher Konglomerat des Buntsandsteins: Gerölle (eigene Interpretation, diskutiert von KRUMBECK 1920)
- Ablagerungsbedingung:
 - marine Eisenausfällung, belegt durch marine Fauna (KÖHLER 1903: „Cardienton“, LEHNER 1933: „Neukirchener Ocker“, KRUMBECK 1941: marine, fossilreiche Roteisenbank im obersten Seugaster Sandstein, dabei Korrektur „postkretazischer“ Eisenanreicherung (GALSTERER 1935))
 - marin-brackisches Milieu in Küstennähe, v.a. im jüngeren Bereich des „Cardienton-Horizontes“ (LEUBE 1953), erkennbar an sandiger Fazies und Pflanzenresten (LEHNER 1935, ZIEGLER 1957) und Geröllen (eigene Interpretation)
- vertikale Erstreckung: umstritten
 - nur in präconiacischen Erosionsrinnen, nicht auf die Malmfläche übergreifend (TILLMANN u. TREIBS 1967, MEYER 1983)
Einlagerung: feingeschichtete Sedimente (Jahreszeiten?) mit steiler Hangneigung, z.T. bis 50 Grad; führt bei Unkenntnis von Bohrungen zu Fehlinterpretationen, keine postkretazischen Rutschungen, kein Ergebnis von Tektonik, sondern subaquatische Ablagerung mit syngenetischen Rutschungen (TILLMANN u.a. 1963)
 - auf Malm übergreifend (SEEMANN 1925, CRAMER 1928, DORN 1929, LEHNER 1935, eigene Interpretation)
Einlagerung: z.T. wellig, meist mit sandigen Deckschichten (DORN 1929), z.T. in präconiacisch neu entstandenen oder älteren Karsthöhlen und horizontalen Karströhrensystemen (SPÖCKER 1952), z.T. in Taschen des Kalks oder Dolomits, v.a. wenn dieser nicht stöchiometrisch aufgebaut ist. Durch syngenetische Kalkauflösung kam es zur Eintiefung während der Überdeckung mit Sedimenten (Dolomitvergrusung), von MEYER u. SCHMIDT-KALER (1992) beobachtet ohne Altersangabe, wegen Glimmergehalt aber Coniac
- horizontale Erstreckung: umstritten bzw. unbekannt
 - im engeren Neukirchener Ockergebiet (MEYER 1981) (vgl. Abb. 1)
 - auch westlich von Neukirchen, bis in die Hollfelder Mulde (LEHNER 1935, eigene Interpretation), nach Westen bis zum Schwanberg (eigene Interpretation)

- nach Osten bis in die Bodenwöhrer Bucht (TILLMANN 1964) und die Hessenreuther Kreidemulde (DILL 1990, eigene Interpretation, umstritten s.u.)

In beiden Hauptphasen der Erzanreicherung erfolgte die Ausfällung von Eisen in Abhängigkeit vom Sauerstoffgehalt des Mediums:

Eisen-II-verbindungen (Pyrit und Eisenspat) in sauerstoffarmen, meist muldentiefsten Bereichen unter stagnierenden Verhältnissen, dunkle Farben (schwarz, grau, blau, dunkelgrün),

Eisen-III-verbindungen (Goethit, Hämatit) in sauerstoffreicheren Randzonen der Gewässer oder strömungsreicheren Zonen (KRUMBECK 1924), hellere Farben (gelb, braun, rot).

Auch die Abfolge nacheinander geschieht durch die Aufhebung der stagnierenden Verhältnisse, dann kenntlich an der Kristallform: Hämatit und Goethit nach Pyrit (KÖHLER 1903, RUPPERT 1984).

Die Ausscheidungsform des Eisens, sofern es nicht metasomatisch den Kalk verdrängt hat (SEEMANN 1925), ist unterschiedlich: als Derberz von mm- bis Kindskopfgröße, als mulmiges, lockeres Ockererz oder fein verteilter Pyrit; als Pseudomorphosen (Limonit nach Pyrit); als Toneisensteine; als Limonitschwarten oder -hohlkugeln bei größerem Sandgehalt, nach eigener Beobachtung vor allem bei feinsandigerem Material des Coniacs, innen mit hellerem Sand gefüllt, Schichtung der Limonite vor allem des Coniacs durch Glimmer.

Die typische Ablagerung des coniacischen Eisenerzes ist ein mehrere Meter mächtiger Schichtverband mit einem grobkörnigen Basalkonglomerat, das die größten Bestandteile des präconiacischen Untergrundes enthält, angereichert mit Fremdmaterial, verfestigt mit Limonit oder Hämatit, darüber ein bis mehrere Meter mächtiges eisenockerreiches Paket mit z.T. konkretionärem Erz und sandreicheren Limonitbrocken, darüber wieder eine Schwartenschicht, überlagert meist vom Cardienton (LEHNER 1933, KRUMBECK 1941, TILLMANN u.a. 1963). Auch v. GÜMBEL (1891) beschrieb die Abfolge entsprechend, die Fauna wurde noch als cenoman betrachtet. Über Abweichungen von dieser typischen Abfolge (totaler Ersatz durch Bunttone) berichtet v. FREYBERG (1953b).

In beiden Kreideabschnitten kam es zur Anreicherung von Pflanzenmaterial, das unter sauerstoffarmen Verhältnissen nicht abgebaut wurde und als Kohle erhalten blieb: im Cenoman z.T. Glanzkohle (TILLMANN u.a. 1963) bei Amberg; das Belegstück des Bergamtes Amberg ist nur lignitisch ausgebildet; im Coniac Gagat (LEHNER 1933) und Glanzkohle (TILLMANN u. TREIBS 1967).

Unter sauerstoffreichen Verhältnissen, vor allem beim Übergang zum arkose-reichen Eisensandstein, der im küstennäheren Bereich über dem eigentlichen Cardienton und dem Neukirchener Ocker folgt („Veldensteiner Sandstein“ LEHNER

1924, 1935, 1936), bleiben die Pflanzen nur noch als limonitisierte Hohlabdrücke erhalten (vgl. Zeitskala in Tabelle 1).

2.3 Erzumlagerungen

Bei der obercenomanen Transgression kam es zu einer teilweisen Aufarbeitung der Erzformation. Es entstanden Geröllerze (SEEMANN 1925) von Bohnerz- bis zu Faustgröße, in Kalksandstein mit Jura-Hornsteinen und Tongeröllen verfestigt. Der westlichste Fundpunkt ist Lauterhofen (MEYER 1984). Das Meer reichte bis Sulzbach oder Auerbach (TILLMANN u. TREIBS 1967), letzteres von GUDDEN (1984) bestritten (vgl. Abb. 2 u. 3).

„Alberze“ an der Basis des Oberturons (TILLMANN u. TREIBS 1967) sind wegen Unstimmigkeiten bei der Beschreibung der Sedimentationszyklen nicht bewiesen.

Geröllerze des Coniac-Meeres (damals „Oberturon“) bei der Aufarbeitung von Cenomanerz wurden von SEEMANN (1925) diskutiert.

Anmerkung zur Stratigraphie:

Auf Grund neuerer Untersuchungen (MEYER 1989) beginnt der Cardienton gar nicht an der Basis, sondern in jüngeren Abschnitten des Coniacs. Diese andere Einstufung ist aber für die Fragestellung nach der Einordnung der roten Sedimente von geringer Bedeutung. Wichtig ist nur die zeitliche Abfolge.

Gerade hier sorgt MEYER (1981) für Verwirrung (vgl. Abb. 2). LEHNER (1936) stufte den Neukirchener Ocker und den Cardienton auf Grund der Fauna ins Oberturon. Mikrofossilien erbrachten aber für den Cardienton ein Unterconiac-Alter – die alte Emscherstufe wurde in Coniac und Santon aufgelöst – und der überlagernde Veldensteiner Sandstein damit unter Vorbehalt zum Oberconiac gestellt (ZIEGLER 1957). MEYER beläßt nun den Veldensteiner Sandstein im Oberturon, dadurch gerät dieser in brackigen Verhältnissen entstandene Sandstein (mit Muscheln) unter den Erzhorizont und zum limnisch-fluvialen Oberturon nach TILLMANN (zuletzt 1986).

3 Zuordnung der marinen, eisenreichen Sedimente von Hersbruck

Die Fundstellen mit mariner Fauna bei Stöppach liegen nach der Streichlinienkarte (HAARLÄNDER 1961) 90 bis 120 m über der Dogger-Malm-Grenze. Unter der Voraussetzung, daß die Unterkreideverkarstung ähnlich tief reichte wie auf Blatt Happurg – Bohrungen liegen nicht vor –, entfällt die Einstufung ins marine Untercenoman i.S. von TILLMANN, da die Sedimente zu hoch liegen. Limnische Schutzfelschichten und verzahnende Erzformation i.S. MEYERS entfallen ebenfalls, da die Fossilien nicht umgelagert sind. Auch ist keine Verwerfung bekannt, an der marines Cenoman i.S. von TILLMANN hochgeschleppt sein könnte.

Die Zuordnung zu einer Klippenfazies des Obercenomans entfällt wegen des fehlenden Kalkgehaltes und der völlig anderen Fazies.

Ebenso unwahrscheinlich ist die Zuordnung zu unterturoner Kieselkreide, von der Relikte bis Bayreuth und Hiltpoltstein gefunden wurden (MEYER 1983) oder Knollensand (Vesicularis-Kreide), da sie andere Korngrößen haben. Der Hornsandstein ist durch bunte größere Quarze ausgezeichnet (Bestätigung von Reliktfunden im nördlichen Bereich des Kartenblattes Betzenstein (GOETZE u.a. 1975)). Die mittelturoner Relikte entfallen ebenso, diese Sandsteine sind kalkreich.

Es bleibt also nur das Coniac oder das Santon als Ablagerungszeit übrig, da hier marine Fauna nachgewiesen ist (TILLMANN u. TREIBS 1967), wobei auch das Santon unwahrscheinlich ist, da der mittlere Tonhorizont und die Limonitisierung des Auerbacher Kellersandsteins zu gering sind (LEUBE 1953). Zum Vergleich dienten Material der Ausstellung des Inst. für Geologie der Univ. Erlangen-Nürnberg und intensive Geländebegehungen.

Bestätigung der richtigen Zuordnung brachten Lesesteinfunde der in der Literatur anerkannten zu Tage tretenden „Cardienton“-Stellen: Es handelt sich um die gleichen feinkörnigen, glimmerreichen, mehr oder weniger feldspatführenden Limonite, die je nach Glimmergehalt deutlich oder weniger deutlich geschichtet sind, wie bei Stöppach:

- bei Auerbach (TILLMANN u. TREIBS 1967); mit Glanzkohle; 440 m
- bei Neukirchen-Fichtenhof und Schönwind (LEHNER 1933, letztere Stelle mit Angabe von Gagat), (TREIBS, GOETZE u. MEYER 1977); an beiden Orten mit Glanzkohle; 460 m
- südlich von Seugast mit eigenem Muschelfund im Limonit (BAUBERGER u.a. 1960); 455m
- bei Hiltersdorf (TILLMANN u.a. 1963); 395 m
- bei Freihöls (BAUBERGER u. STREIT 1982); mit Glanzkohle; 380 m

4 Die weitere Verbreitung der Coniac-Erze in Abhängigkeit von der Tektonik

Die gleichen Limonite konnten auch an anderen Stellen beobachtet werden, wo nach älterer Literatur die entsprechenden Sedimente zu erwarten waren, was aber in jüngeren Arbeiten nicht mehr angegeben wurde:

- zwischen Achtel und Rinnenbrunn (LEHNER 1933, mit mariner Fauna) mit Glanzkohle; östlich des Kieferberges; 455 m
- bei Königstein (DORN 1929, LEHNER 1933); Funde am Thorstein mit Glanzkohle bei 540 m; am Rehberg bei 560 m; aufgelassene Farberdegrube sw. davon bei 490 m; Ziegelhütte nw. Lunkenreuth mit Glanzkohle bei 510 m

Ebenfalls damit übereinstimmende Limonite konnten in der weiteren Umgebung von Betzenstein gesammelt werden. Hier liegen alte Angaben von Jedinger Grün-

sandstein, also mittlerem Coniac vor (LEHNER 1934a, CRAMER 1937, hier mit Angaben von Erz):

- bei Eichenstruth; 475 m
- bei Plech mit Glanzkohle; 455 m
- bei Bernheck mit Glanzkohle; 470 m
- ö. Mergners im Grundangertal und ö. der Autobahn, hier mit Glaukonit; 460 m. Diese Stelle ist bei LEUBE (1953) als tieferes, nach v. FREYBERG (1961) zur Erzformation gehörendes Ockerlager kartiert, entsprechend den Königsteiner Vorkommen, die nach seiner Meinung ebenfalls so tief stratigraphisch einzuordnen sind.

In der geologischen Karte (GOETZE u.a. 1975) wurden die oberflächlich anstehenden Limonite alle in Anlehnung an TILLMANN (TILLMANN u. TREIBS 1967) als basales Oberturon auskartiert. Sie gehören wegen ihres Feldspat- und Glimmergehaltes wahrscheinlich zum Coniac.

Südlich von Hersbruck (Blatt Alfeld) gibt es die feinkörnigen Limonite ebenfalls:

- w. Fürnried, mit Glanzkohle; 505 m
- bei Wolfertsfeld mit Übergängen zu schaligem Toneisenstein; 540 m
- sw. Röthenfeld mit einem faustgroßen schweren Erzklumpen mit Pyrit/Markasitfüllung und Glanzkohle; 545 m
- westlich Schwenderöd mit Kugeln und kleinen Stufen von sehr gut ausgebildeten Erzkristallen (Limonit nach Pyrit) und Glanzkohle; 620 m

Die unterschiedliche Höhenlage der coniac-zeitlichen Limonite und Erze läßt sich zwanglos an Hand der tektonischen Karten (v. FREYBERG 1969; T. 5,7) erklären:

- Höchste Fundpunkte über 500 m liegen im Bereich des Eschenfeldener Gewölbes (höchster n. des Ossingers) und des Ballertshofener-Pettenhofener oder Poppberg-Sattels (höchste bei 620 m). Die große Höhe der Stöppacher Funde ist durch die Randlage in Bezug auf die Veldensteiner Mulde und durch die Pommelsbrunner Achse (v. FREYBERG 1969; T. 7) bedingt.
- Mittlere Höhen der Fundpunkte zwischen 450 und 470 m erklären sich aus der Lage der Frankenalb-Furche und des Auerbacher Furchenasts (T. 7); Neukirchen-Achtel-Betzenstein, Auerbach-Seugast.
- Tiefste Vorkommen von rotem Coniac (Farberden) wurden unter dem heutigen Pegnitzniveau erbohrt (PFAFF 1920, SPÖCKER 1952), bedingt durch die Veldensteiner Mulde. An deren nördlichem Rand wurden bei Michelfeld unterhalb von 450 m rote Sande und Tone wegen ihrer Farbe als Alttertiär von KRUMBECK (1927) eingeschätzt, da ihm eine Überlagerung mit datierbaren Sedimenten nicht bekannt war, obwohl PFAFF (1920) und SEEMANN (1925) die Farberden wegen der von ihnen festgestellten überlagernden Kreide als innerkretazisch einstufen. 1952 bestätigte v. FREYBERG unabhängig von beiden die Überlagerung mit dem heute als Santon eingestuftem Auerbacher Kellersandstein. Der Begriff „Michelfelder Schichten“ wurde von ihm übernommen und von späteren Autoren unterschiedlich verwendet: von TILLMANN für weitgehend feld-

spat- und glimmerfreie Schichten unterhalb der basalen Coniac-Bank, von LEUBE (1953) für Schichten, die Feldspat und Glimmer führen können oder frei von ihnen sind, da er Teile des Coniacs mit einbezog. Der einzige glimmer-, feldspat- und glaukonitführende Coniac-Aufschluß des Kartenblattes Auerbach (TILLMANN u. TREIBS 1967) wurde von LEUBE (1953) als typisch für seine Michelfelder Schichten beschrieben, weil ihm die Glaukonite nicht auffielen.

Durch die Kartierung von 'tertiären' Sedimenten in tektonischer Sattellage und der Nichtbeachtung von roten Schichtpaketen in geologischen Mulden und Bohrungen mußte es zu einer Fehlinterpretation kommen. Allerdings ist eine Abtrennung 'tertiärer' roter Farbe von geologisch bedingter Substratfarbe schwierig, wenn dieses Substrat nicht genügend bekannt und die Meinung von Kreide-Experten in manchen Bereichen so entgegengesetzt ist.

5 Andere Deutungen der Coniac-Sedimente

Die vergleichbare Ausbildung der erzhaltigen Sedimente macht eine Ablagerung unter ähnlichen Bedingungen wahrscheinlich. Es handelt sich um einen Meeresraum geringer Tiefe, in dem es zu einer Verzahnung von Ocker- und Ton-schichten mit Sanden des überlagernden grobkörnigen feldspatreichen Veldensteiner Sandsteins kam (LEHNER 1933). Der wechselnde Gehalt des Eisens (lockere Sande, Eisenschwarten, Erzkongregationen im Ocker, unterlagernde weiße Sande und überlagernde blaue Tone) erscheinen LEHNER als primär. Der Ocker kam als ursprünglich eisenhaltiges Sediment zum Absatz, wobei nach Westen der Eisengehalt geringer werden soll, so daß dem Ocker rötliche, bläuliche und gelbliche Farberden und eisenarme Tone bis hin zu weißen Kaolintonen bei Gräfenberg entsprechen. Sie halten sich immer an den unteren Teil des Veldensteiner Sandsteins.

Wegen des Kaolingehaltes werden die grellweißen bis roten Lehme, in denen sich Ockererz und Derberz beobachten läßt, von MEYER (1983) als Schutzfels-schichten mit Amberger Erzformation ausgeschieden. Die zeitlich jüngere Einstufung LEHNER'S wird trotz Auseinandersetzung mit dessen Arbeiten von MEYER nicht diskutiert, obwohl er w. Fürmried graublaue Tonbänder im weißen Kaolinton beobachtete. Es ist möglich, daß es sich um Kaolintone der Schutzfels-schichten handelt, die im Coniacmeer verschwemmt wurden, es kann sich aber auch um verlagertes kaolinhaltiges Material des Oberturons handeln, das den liegenden weißen Sand in den Profilen LEHNER'S ergab.

MEYER (1983) kritisiert andererseits die Einstufung der betreffenden Schichten ins Tertiär, wie sie LIPPERT (1975) vornahm und der sich HÖHL (1982) anschloß. Die zeitliche Einordnung erfolgte auch bei diesen Autoren auf Grund der Kaolingehalte und der roten Farbe, wobei aber außer acht gelassen wurde, daß solche Schichten schon aus der Kreide bekannt waren (TILLMANN 1964). Die Arbeiten von LEHNER wurden nicht verwendet. Die Vorstellung von tertiärer Rotlehmbildung geht z.T. auf BIRZER (1939) zurück.

Die Unkenntnis der präconiacischen Verkarstung hat auch im Bereich der Südalb zu einer 'tertiären' Einstufung der roten Sedimente geführt: Auf Grund fehlender cenomaner Erzhorizonte bzw. obercenomanen Erzkonglomerats kam BIRZER (1939: 48) zu dem Schluß: „Daraus läßt sich schließen, daß die Erzbildung in dem Zeitraum zwischen Ende des Cenomans und spätestens dem Beginn des Obereozäns stattgefunden hat.“ Die obere Zeitmarke ist durch Funde von umgelagerten Bohnerzen im Obereozän von Raitenbuch gegeben. In der von ihm als ursprünglich angesehenen Erzgrube von Niefang erfolgte die Ausfällung von Erz an einer Konzentrationsfläche z.T. in Form von konzentrischen Kügelchen, z.T. massig. „Bei der Verwitterung werden Kügelchen herauspräpariert und werden Bohnerze“ (BIRZER 1939: T. 1). Im Erz ist quarzitisches Material eingeschlossen. Er beobachtete auch das auffällige Nebeneinander von Limonitsandstein, den er für eisenimprägnierten cenomanen Sandstein hielt, und Bohnerzen.

Es gibt bei Obermäding bei 540 m auf dem Kalkplateau unmittelbar nö. im Anschluß an BIRZERS Kartierungsgebiet Limonite des Coniac-Typs (feinkörnig, feldspat- und glimmerhaltig, geschichtet), dazu erbs- und faustgroße Toneisengeoden, deutlich kristalline Erzkristalle (Limonit nach Pyrit), Glanzkohle und erzimprägniertes Kallmünzermaterial. Auch ein Lydit konnte dort entdeckt werden. Wegen dieser eigenen Funde erscheint die neuerdings vorgenommene Einstufung der Niefanger Erze als Äquivalent der Amberger Erzformation (TILLMANN 1986) nicht sehr wahrscheinlich. Es handelt sich möglicherweise um Coniac wie im Hersbrucker Gebiet. Ähnliche Beziehungen vermutete schon KRUMBECK (1927).

Wenn BIRZER zitiert wird, um ein eozänes Rotlehmvorkommen wahrscheinlich zu machen, wird die Einschränkung „spätestens“ nicht berücksichtigt (so LIPPERT 1975, aber auch andere Autoren).

Zu einer Fehlinterpretation muß es auch bei Ton- und Schwermineralanalysen kommen, wenn nicht berücksichtigt wird, daß im Coniac im Gegensatz zu Zeiten der Schutzfelsschichten und des Oberturons frischer Feldspat und Glimmer nicht unter tropischen Bedingungen abgebaut wurde. Ebenso ist im Coniac (Jedinger Sandstein) instabiler Granat nicht zerstört worden. MEYER (1989) führt dies auf marine Bedingungen zurück. Hohe Illit- und Granatgehalte sind im Gegensatz zu LIPPERT (1975) also m. E. kein Beweis für pliozäne Klimaverhältnisse.

Auf Grund der Einschätzung LEHNERS und des Vergleichs der nicht durch Transport gerundeten Limonite und Erze mit solchen des Coniacs scheint Folgendes zuzutreffen:

Weder die eozäne Verwitterung noch die Erzausscheidung im Cenoman ist für die Eisenanreicherung im Bereich der mittleren Frankenalb verantwortlich, sondern das Coniac-Meer. Woher das Eisen stammt, ist dabei nur eine sekundäre Frage. LEHNER (1933) führt den größten Teil des Erzes auf ehemalige Kreidesedimente zurück. Gegen eine Bildung in der Zeit der Schutzfelsschichten und sich verzahnender

Erzformation spricht die eher flächenhafte Ausbreitung der limonitischen Schichten, denn nach MEYER (1983: Beil. 4) sollte die Erzausscheidung mehr zapfenartig oder taschenartig in den anstehenden Malm eingreifen.

Auch PFEFFER (1986) beobachtete diese flächenhafte Ausprägung der roten Sedimente, die Kreide und Dolomit überziehen (Vergrusung und Rubifizierung des Dolomits). Da auch er von einer zapfenartigen älteren Erzbildung ausgeht, muß die anders geartete Bildung ein postkretazisches Alter haben. Der Erzreichtum des basalen Coniacs war ihm wohl nicht bekannt: „Mit dem Coniac gerät das Untersuchungsgebiet unter marinen Einfluß, und es kommt zur Ablagerung von über 100 m mächtigen Sedimenten... In den Turonen und Coniac Schichten finden sich auch Tonschichten, die bedeutendste ist der Cardionton des Coniacs, bis 34 m mächtig“ (PFEFFER 1986: 73).

6 Zwischenergebnis

Rote, eisenhaltige Schichten sind schon in der Kreidezeit entstanden. Bei den meist in hoher Geländedeposition freigelegten und deshalb auffälligen erzreichen Sedimenten handelt es sich wahrscheinlich um freigelegtes basales Coniac. Wann die Entblößung von den Deckschichten erfolgte, ist zunächst nicht zu entscheiden.

Die grundlegenden Arbeiten erfolgten durch SEEMANN (1925), den Geologen der Deutsch-Luxemburgischen Bergwerks- und Hütten-A.G., dem dadurch reichliches Beobachtungsmaterial zur Verfügung stand, und LEHNER (1924). Nach dessen frühem Tod (1928) lagen seine weiteren Erkenntnisse nur in Manuskriptform und als geologische Sammlung vor. In gedrängter Form und Zusammenstellung wurden die Arbeiten von DEHM herausgegeben.

Da bei kartierenden Geologen diese coniacische Erzanreicherung nicht genügend Beachtung fand, z.T. auch weil Feldspat und Glimmer übersehen wurde, kam es zu einer anderen zeitlichen Einstufung: Cenoman und basales Oberturon.

Infolgedessen konnten auch Geomorphologen zu keinem anderen Schluß kommen, vor allem wenn die Erzanreicherungszeit nur auf das Cenoman beschränkt wird. Als Repräsentant sei nur BÜDEL (1957, 1977) genannt. Die in höherer Geländedeposition flächenhaft auftretenden roten Sedimente mußten mit einer tertiären Flächenbildung in Zusammenhang gebracht werden.

Ob es tatsächlich eine solche Überprägung gegeben hat, ließe sich nur durch vergleichende Untersuchungen von Bohrungen und oberflächlich anstehenden roten Sedimenten der gleichen Entstehungszeit nachweisen.

7 Datierungshilfen

Um entscheiden zu können, ob es sich bei Erzen um Bildungen des Cenomans oder des Coniacs handelt, ist es nötig, Entscheidungshilfen zu suchen, vor allem dann, wenn die als Coniac erkannten Limonite fehlen. Auch sind solche Kriterien nötig, um eine Unterscheidung von der zunächst nicht von der Hand zu weisenden tertiären Überprägung zu ermöglichen.

Dazu ist es wichtig, die unterlagernden wie überlagernden Schichten, sofern sie vorhanden sind, zu erkennen. Außerdem wäre es gut, neben Feldspat und Glimmer noch andere typische Komponenten zur Datierung verwenden zu können.

7.1 Unterlagernde Quarzite

Seit v. FREYBERG 1952 erkannt hatte, daß im Gebiet der Frankenalb Quarzite nicht wie in anderen Gegenden Deutschlands tertiäres Alter haben, sondern innerkretazisch verfestigt wurden, entfiel eine wichtige Stütze der tertiären Einstufung der Albüberdeckung.

Die quarzitische Verfestigung hat Sedimente erfaßt, die vor allem präconiacisch sind. (Die quarzitische Ausprägung des Hartmannshofer und Jedinger Sandsteins beschränkte sich vermutlich nur auf einzelne Lokalitäten.) Wegen ihrer fein porösen Struktur - sie entstanden z.T. aus Quarzmehl-Sanden und durch hydrothermale Auflösung der Feldspäte (TILLMANN u.a. 1963) und erscheinen deshalb in Bohrungen (v. FREYBERG 1953 a) - können die Kallmünzer genannten Quarzite Eisen aus Lösungen adsorbieren (PFAFF 1920). Durch Liegen in eisenhaltigen Gewässern überzogen sie sich mit einer braunen Rinde oder wurden ganz infiltrierte. Die Eisenkrusten sind also kein Indiz für aride Verhältnisse, die Lackrinden erzeugen. Zumindest ein Teil der Krusten ist auf der Frankenalb auf Einbettung in das Coniac- Meer zurückzuführen. Solche Kallmünzer mit Rinde sind im Blattgebiet von Betzenstein zu beobachten, vor allem im Kontakt zu den als Coniac einzustufenden Limoniten, aber auch im Blattgebiet von Pottenstein in vergleichbarer Position. Im Bereich des Eschenfeldener Gewölbes stehen die Kallmünzer-Mutterschichten z. T. noch an: z.B. n. Funkenreuth, Staatsforst Abt. IV 2, bei 515 m.

Durch Entfernung von liegenden weichen Schichten, entweder durch die präconiacische Erosion oder durch das vorrückende Coniac- Meer, zerbrachen die Quarzite zu Kantenblöcken, die dann in ihrer Form durch die Eisenimprägnierung erhalten blieben oder durch die Brandung weiter bearbeitet und dann erst umkrustet wurden. Als Beweis für diese Abläufe kann ein von Bohrmuscheln angebohrter gerundeter Kallmünzerblock gelten, der bei Schalkenthan (Blatt Sulzbach-Rosenberg Nord) durch jüngste Flurbereinigungsarbeiten zu Tage kam. Er kann gleichzeitig als Beweis für die Überflutung des Hahnbacher Sattels durch das Coniac- Meer

dienen. Diese Vorstellung deckt sich mit der von TILLMANN (TILLMANN u.a. 1963) geäußerten (vgl. auch Abb. 3).

Im Bereich der Frankenalb-Furche liegen Kallmünzer z.T. noch unter der Coniac-Decke verborgen, wofür die Bohrungen im Auerbacher Revier sprechen. An den Rändern der Mulde hat die präconiacische Erosion zu stärkerer Abtragung geführt. Im Blattgebiet von Alfeld ist die Zugehörigkeit der fossilfreien Quarzite nicht eindeutig (MEYER 1983), eigene Begehungen erbrachten auch nur faustgroße, eisdurchtränkte Quarzite, die evtl. dem Material der nördlichen Kallmünzer entsprechen.

Auch die Rinde um feinporöse kieselige Vesicularis-Kreide, wie sie im Alfelder Gebiet beobachtet werden kann, geht vermutlich auf das Coniac- Meer zurück. (Die submarine Erosion, die im Alfelder Gebiet vor der Ablagerung des mittelturonen Pulverturmkalkes erfolgte (LEHNER 1936), hat zu anderen Formen geführt.) LEHNER (1924, 1935) erkannte durch Einschlüsse von Vesicularis-Kreide im eisenhaltigen Veldensteiner Sandstein die frühoberturone (heute präconiacische) Erosion.

Rinden um die z.T. porösen Malmhornsteine können auch aus der Cenomanzeit stammen, sind also nicht eindeutig. Die umrindete Vesicularis-Kreide, die umrindeten, selteneren Quarzite und auch die umrindeten Hornsteine kommen im Alfelder Raum zusammen mit den Erzen vor. Dies kann nur so erklärt werden, daß die Eisenausfällung jünger als diese Ablagerung ist, also nicht cenomanzeitlich. Gegen eine tertiäre oder gar quartäre Umkrustung spricht, daß die Coniaclimonite nicht abgerollt sind, also keine gemeinsame Verlagerung stattfand, bei der es erst dann zur Eisenausfällung kam.

Ähnliche Verhältnisse beschrieb BIRZER (1939). In seinem Gebiet sind eisenoxydumkrustete Tithonverkieselungen besonders dort zu finden, wo Bohnerze vorkommen. Vor der Bohnerzbildung muß es eine Schrägstellung der Alb gegeben haben und die Tithon-Schichten des Jura müssen abgetragen worden sein bis zur „Konzentrationsfläche“. Die Erzbildung erfolgte nach Steigen des Grundwasserspiegels. Wegen der Ähnlichkeit der von BIRZER geforderten Abläufe mit den Verhältnissen zur Coniac-Zeit halte ich es für wahrscheinlich, daß das basale Coniac mit BIRZERS an der Konzentrationsfläche ausgeschiedenem Erz identisch ist.

7.2 Überlagernde Glaukonitsandsteine des Coniac

Im Gebiet um Heldmannsberg und Hartmannshof hat sich fossilreiche jüngere Kreide erhalten, die von LEHNER (1934a) für zeitgleich mit dem Jedinger Sandstein gehalten und ins Emscher gestellt wurde. Damit wurde die Auffassung bestätigt, daß der ehemals als Äquivalent des cenomanen Regensburger Grünsandsteins betrachtete Freihölser (Jedinger) Grünsandstein zur jüngeren Kreide gehört. MEYER (1981) stellt ihn ins Mittelconiac und übernimmt damit nicht die von TILLMANN (TILLMANN

u.a. 1963) vorgenommene Parallelisierung mit den muschelreichen Glimmermergeln des Oberen Coniacs des Blattes Kaltenbrunn.

Dieser Sandstein ist ein feinkörniger, vielfach quarzitischer Sandstein mit eingestreuten größeren Quarzen. Muskovit ist in den schieferigen Lagen, Feldspat in den gröberen angereichert. Als Datierungshilfe ist seine Härte entscheidend. Leider ist er nur lokal quarzitisch, meist aber als weicher mit dem Finger zerreiblicher Sandstein ausgebildet. Als marines Sediment ist er durch seine Fossilführung und den Glaukonit gekennzeichnet. Meist ist er von heller Farbe, aber auch „von mitunter intensiver (rot) Färbung“ (LEHNER 1934a: 113) bzw. rostbraun bis dunkelrot (KRUMBECK 1924). Das Problem ist also, ob man dieses wichtige marine Sediment ansprechen kann.

„Meist kann nicht entschieden werden, ob gewisse Eisensandsteinrelikte dem Hartmannshofer oder dem Veldensteiner Sandstein entstammen, da im Hartmannshofer Sandstein beim Übergang in die Eisensandsteinfazies zumeist jeglicher Fossilgehalt aufhört. - Tiefrot gefärbte Sande, die an einigen Orten, so SO Bürtel, zwischen Högen und Höllberg, bei Schwend, bedeutende Nester bilden, können trotz des Mangels an festen Gesteinsstücken und das Alter beweisenden Fossilien nur auf die Stufe des Hartmannshofer Sandsteins bezogen werden“ (LEHNER 1934a: 113f).

Aus diesem Zitat wird erkennbar, daß bereits LEHNER eine Einstufung der roten Sedimente vorgenommen hat, die MEYER aber bei der Kartierung des Alfelder Gebietes nicht diskutiert. Als Vertreter der Rinnenablagerung des Cardientones muß er die Erze einer anderen Zeit zuordnen und glaubt, daß falls solche Rinnen unter dem Hartmannshofer Sandstein existierten, diese wegen der Erosion nicht mehr zu beweisen seien (MEYER 1983: 81).

Auch geht MEYER nicht auf die Angaben LEHNERs (1935: 436) ein, wonach der Hartmannshofer Sandstein in der Gegend von Ernüll-Büchelberg-Rothsricht nach unten in die grobkörnige, feldspatreiche braune Fazies übergeht. Bei Rothsricht (Blatt Alfeld) konnten von mir diese Übergänge beobachtet werden, es handelt sich dabei um Eisensandstein. (MEYER beobachtete nur einen Übergang der quarzitären feinkörnigen in grobkörnige feldspatreichere, bankige Fazies. Die eisenreichen Schichten sind deshalb alle als Erzformation kartiert.)

Die südlichsten Vorkommen des identifizierbaren Hartmannshofer Sandsteins liegen nach LEHNER (1934a: Abb. 2) bei Eckeltshof, auch KRUMBECK (1924) und auch MEYER (1983) fanden südlich davon nichts. Eckeltshof ist das nördliche Untersuchungsgebiet von LIPPERT. Im Bereich des südlichen Anschlußblattes liegt der einzige Fundort des Hartmannshofer Sandsteins am Südrand, das Fundstück ist nicht eindeutig (MEYER 1984).

Südlichste Fundorte von Hartmannshofer Sandstein (als Geschiebe) entdeckte KRUMBECK (1927) östlich von Eichstätt zusammen mit Quarz- und Lyditgeröllen. Sie könnten Reste einer ehemals weit nach Süden reichenden zusammenhängenden Coniac-Bedeckung sein und würden sich gut mit den als basales Coniac vermuteten Niefanger Erzen im NO von Eichstätt und den Obermäßinger Funden ergänzen.

Zur Datierung unterlagernder Erze ist der Hartmannshofer Sandstein also nur bedingt geeignet, nämlich in geologischen Mulden, wo er erhalten blieb wie in der Alfelder Mulde oder in der Frankenalb-Furche. Angaben von südlich Neukirchen und zwischen Achtel und Rinnenbrunn (ö. des Kieferberges) konnten durch Eigenfunde bestätigt werden (LEHNER 1934a, 1937 mit Fossilangabe für nördlich Achtel). Äquivalente könnten die bei Hartenstein (oberhalb 500 m NN) vorkommenden feinkörnigen, glimmerhaltigen Sandsteine mit kleinen roten Feldspäten sein. Angaben bei Bernheck von Hartmannshofer Sandstein (LEHNER 1934a) konnten bestätigt werden, allerdings ohne Muscheln und Pflanzen. Glaukonitsandstein vom Jedinger Typ beschreibt auch CRAMER (1937) von Plech über Erz und 1935 aus Karsttaschen des Veldensteiner Forstes. Glaukonitsandstein konnte auch ö. Mergners (Grundangertal und Limonitstelle ö. der Autobahn) beobachtet werden. Entgegen dieser Auffassung werden die Glaukonite der hohen Malmtafel zum marinen Mitteluron gestellt (TILLMANN u. TREIBS 1967, GOETZE u.a. 1975) bzw. als unbekanntes Alters angegeben, aber von angeblichem Oberturon überlagert (TILLMANN 1986).

Hinweise für die Richtigkeit der ersten Auffassung sind eigene Glaukonitfunde bei Spies zwischen 540 und 570 m (oberhalb der vererzten Arkosen bei 510 m) und neueste Datierungen auf Grund von Mikrofossilien, die für marine Kreide des Bronner Steinbruchs santones Alter ergaben (KÜGEL 1992), wobei die neueste jüngere Einstufung des Coniacs zu bedenken ist.

Die 'oberturonen' Limonite sind also sehr wahrscheinlich basales Coniac, infolge der präconiacischen Erosion 'unterhalb' des quarzithaltigen Oberturons abgelagert. Dabei wurde auch der Betzensteiner Kreidekalk zu Reliktblöcken aufgelöst und in den erzeichen Veldensteiner Sandstein gebettet (LEHNER 1934b). Die Limonite liegen also in tieferer Geländedeposition als die Quarzite und deshalb scheinbar an der Basis des Oberturons, wobei vor allem die Glimmer und Feldspäte der Limonite nicht genügend beachtet wurden.

Während in geologischen Mulden der Hartmannshofer Sandstein erhalten blieb, z.T. geschützt durch überlagernden Auerbacher Kellersandstein, ist in Sattellagen mit der Abtragung des meist weichen Sandsteins zu rechnen. Die Auffassung LEHNER'S, daß der Hartmannshofer Sandstein südlich von Eckeltshof durch rote Sande ersetzt wird, halte ich auf Grund der Erzfunde, die zum basalen Coniac zu stellen sind, für nicht bewiesen. Ehemals dort anstehender Coniac-Sandstein ist vermutlich in die Terrassen südlich Nürnberg umgelagert worden, aus der ihn KRUMBECK (1924) und LEHNER (1934a) angaben. Es besteht aber auch die Möglichkeit, daß es sich dort um tiefer projizierten Restschutt des Coniacs handelt.

In den beschriebenen Hochgebieten konnte auch von mir bisher kein eindeutiger Hartmannshofer Sandstein gefunden werden, es sei denn eisenooidhaltige, vergleichbare weiche Sandsteine von Steinensittenbach von 530 m NN (Blatt Hersbruck), vom Breitenstein von 570 m NN (Blatt Auerbach, bei Königstein) gehören hierher. Einen grünen ooidhaltigen Mergelsandstein mit Grabspuren fand ich ö. des Kieferberges bei

Achtel. Ooide des Coniacs sind meiner Kenntnis nach bisher für dieses Gebiet noch nicht angegeben worden, nur auffallend große Glaukonitkörner im Neukirchener Ocker (LEHNER 1933). Für den Hartmannshofer Sandstein sind eher kleine Glaukonitkörner charakteristisch.

In Sattellage sind also rote Sedimente bisher nur anhand vergleichender Untersuchungen der auftretenden Erze und Limonite datierbar, so daß es erforderlich ist, noch eine weitere Datierungshilfe zu verwenden.

7.3 Eingelagerte Gerölle

Nach PFEFFER (1986, 1990) sind Quarzschotter mit Lyditen auf der Breittalerrasse der Pegnitz in Anlehnung an LOUIS (1984) als Indiz für sarmato-pontische Abflußbahnen verwendbar. Die Lyditführung als Beweis ist aber nur dann stichhaltig, wenn es in kreidezeitlichen Sedimenten keine Lydite gibt. Diese beschreibt aber TILLMANN (1940) aus dem Vilsecker Bausand, der ein Grobsandpaket wenig oberhalb der später als Coniac ausgewiesenen marinen Seugaster Grenzbank ist. Die Lydite liegen also im basalen Coniac.

Bei LEUBE (1953, nicht in Kurzfassung 1954) gibt es Angaben von innerkretazischem Lydit, zwei in seinen Michelfelder Schichten zusammen mit Glimmer, also nach der anderen Fassung dieses Begriffes im Coniac. Eine Stelle liegt bei etwa 485 m w. Königstein, von mir wurde bei 490 m ein graues, geschichtetes Geröll (grauer Kieselschiefer?) beobachtet. Die zweite Stelle liegt bei 500 m w. Strüthof (Blatt Betzenstein), zusammen mit roten Quarzen, unmittelbar s. davon beschrieb CRAMER (1937) Glaukonite im Jedinger Sandstein. Die Lydite gehören also zum Coniac. Die dritte Angabe LEUBES bezieht sich auf einen seltenen Fund im Auerbacher Kellersandstein.

Die Lyditangaben auf der Breittalerrasse (450-460 m) gehen auf Funde von U.G. MÜLLER (1981) zurück. Nicht erwähnt werden dabei dessen Lyditfunde aus dem Bereich des Schusterberges von über 500 m, wo die Quarze ebenfalls zu finden sind. Am Schusterberg oberhalb von 500 m werden die Schotter, die in Lehm eingebettet sind, nach eigenen Beobachtungen von glaukonithaltigem, weichem feinkörnigem Sandstein des Jedinger bzw. des Hartmannshofer Sandsteins überlagert, gehören also ebenfalls ins Coniac. LEHNER (1934a) fand am Gunzerberg ö. Pegnitz ähnliche Stücke mit fraglichen Muschelresten. Weiter n. davon am Zipser Berg konnte von mir auch ein solcher feinkörniger Sandstein zusammen mit einem groben Quarzgeröll beobachtet werden (bei 510 m).

Vergleicht man die Höhenangaben, so erkennt man die Abhängigkeit der Lagerung von der Tektonik: im Norden, Südwesten und Südosten liegen die Fundstellen bei 500 m am Rande der Veldensteiner Mulde, näher zum Muldenkern bei 450 m bei Velden. Vermutlich sind sie im Muldentiefsten unter der jüngeren Kreide verborgen.

Die Quarzschotter, die von KRUMBECK (1927) „Urpegnitzschotter“ genannt wurden, setzen sich aus mehr kantengerundetem Material des Keupers und gut gerundetem „Fremdquarz“ zusammen. Diese Fremdquarze bestehen aus sehr gut gerundeten kleinen, graupenartigen Milchquarzen, die schon von der Stöppacher Fundstelle zusammen mit den eisenhaltigen roten Sanden beschrieben wurden. Der zweite Typ sind große mikrokristalline, braune Quarze mit genarbter Oberfläche, während die Milchquarze eine glatte, z.T. mattglänzende Oberfläche haben. Der dritte Typ sind nach eigener Beobachtung mehr flache, mandeltragéeartige, z.T. durchsichtige Quarze mit weißen strahligen Quarzpartien. KRUMBECK sieht die Herkunft der Fremdquarze im Fichtelgebirge, v. FREYBERG (1961) hält eine Umlagerung aus dem Buntsandstein für möglich. Dieser Meinung schließe ich mich an; das Kulmbacher Konglomerat der Kaltenbrunner Kuppel enthält nach eigener Beobachtung diese drei Typen von Quarz (Blatt Kaltenbrunn).

Durch das gemeinsame Auftreten mit den als Coniac erkannten Sedimenten des Hersbrucker Gebietes besteht eine große Wahrscheinlichkeit, daß die Quarzgerölle ebenfalls zu dieser Zeit gehören. Den Zusammenhang mit eisenhaltigen Sedimenten erachtete schon KRUMBECK (1927) als ursprünglich (braune Farbe ist durch das Liegen in eisenhaltiger Lösung bedingt, von ihm bei Raitenbuch, Velden und bei Michelfeld beobachtet). Wegen der Michelfelder roten Sedimente stellte er die Schotter ins Alttertiär, v. FREYBERG (1961) übernahm nicht das gemeinsame Vorkommen und erachtete nur die roten Sedimente als Kreide, die Schotter sind für ihn weiter problematisch. Gemeinsames Vorkommen mit Erz konnte auf der Enzendorfer Platte bei 470 m (Blatt Hersbruck) und am Hammerbühl bei 460 m (Blatt Pegnitz) von mir beobachtet werden.

SPÖCKER (1952) beobachtete bei etwa 500 m bei Pfaffenhofen (Blatt Auerbach) einen Eisensandstein mit dichter Packung von haselnußgroßen Quarzen. Auch an anderen Stellen dieser Höhe konnten solche Sandsteine festgestellt werden. An dieser Landoberfläche, die nach Höhlenfunden bei Sackdilling jungpliozänes bis altdiluviales Alter hat, soll die Verfestigung der losen Sande stattgefunden haben. Den ebenfalls möglichen Schluß, daß es sich um eine Verebnung infolge der Verfestigung handelt, zog er nicht. Auch postglazial freigelegte Quarzite hielt er für postglaziale Einkieselung.

Ein Beweis für direkten Zusammenhang mit eisenhaltigen Sedimenten sind Einschlüsse von Fremdquarzen in feldspathaltigen, grobkörnigen Limonit bei Ottenhof (Blatt Betzenstein) bei 460 m. Konglomeratische Ausprägungen des feldspatreichen Veldensteiner Sandsteins waren schon LEHNER (1935) bekannt. Dieser meist grobkörnige Sandstein geht im Liegenden in die Erzschieben des Neukirchener Ockers, im Hangenden in den Hartmannshofer Sandstein über. Er ist z.T. mit dem Knöllinger Sandstein identisch, der in der Ortschaft Knölling (Blatt Schmidgaden) nach eigener Beobachtung auch die Milchquarzgerölle führt.

Eindeutiger Beweis dafür, daß die Einbettung der Milch- und Mürbquarze schon in der Kreidezeit erfolgte, ist ein Belegstück LEUBES von „Braunsandstein“, einem

limonitischen, grobkörnigen Arkosesandstein vom inneren Bereich der Veldensteiner Mulde bei Ranna (Haselbeckenteich, bei 430 m). In diesem sind bis 2 cm große sehr gut gerundete Milchquarzgerölle - wegen der glatten Oberfläche konnten die Eisenlösungen nicht eindringen - und kleine runde, braune Mürbquarze eingeschlossen.

Dieser „Braunsandstein“ ist ein bis 15 m mächtiges Schichtpaket unmittelbar über den ‘Michelfelder Schichten’, die bei LEUBE noch Teile des Coniacs umfassen. Diskordant überlagert werden diese Sandsteine vom meist sehr hell gefärbten Auerbacher Kellersandstein, von dem sie sich durch die bedeutende Limonitisierung unterscheiden. Auf die Form der Gerölle wird nicht eingegangen. Die Gerölle des Auerbacher Kellersandsteins sind aber mehr kantig. Der harte und spröde Sandstein, der eine Geländestufe verursacht, kann aber durch ebenso rotbraun gefärbte Sande und Tone ersetzt werden. Tonlinsen von Zentimetergröße werden als Aufarbeitungs- und Umlagerungsprodukte liegender Tone aufgefaßt. Da LEUBE den anstehenden Cardienton zwischen dem Braunsandstein und dem Auerbacher Kellersandstein vermutete, aber nicht fand, kam er nicht zu der anderen Möglichkeit, daß dieser Braunsandstein eine Grobschüttung in das Cardienton- Meer ist.

Die Gerölle könnten damit als Strandgerölle interpretiert werden, eine Deutung, die sich nach LEHNER (1935: 435) anbietet:

„Der Veldensteiner Sandstein entstand wohl in einem küstennahen Meeresraum. Dieses nordbayerische Kreidemeer scheint einen breiten Strandgürtel und stark ausgesüßtes Wasser besessen zu haben... Das Sedimentmaterial kann wegen seiner im allgemeinen gleichmäßigen Aufschüttung über weite Gebiete nicht aus unmittelbarer Nähe stammen, sondern muß durch Flüsse herbeigeschafft und in dem marinen Becken ausgebreitet worden sein.“

Die Meinung, daß die Quarze Strandgerölle sind, wurde auch schon von SCHMIDTILL (1926) vertreten, der sie im obersten Bereich des Seugaster Sandsteins beobachtete, damals aber noch als Strandbildung des Doggers ansah, heute wird dieser Bereich als basales Coniac eingestuft.

Im Bereich des Blattes Sulzbach-Rosenberg Nord konnten Kiesschüttungen (Korngröße bis 0,5 cm) oberhalb des eisenreichen basalen Cardienton-Horizontes in Bohrungen ausgemacht werden, die z.T. auf diesen hinabreichen, z.T. aber mit jüngeren Bunttonen verzahnt sind (v. FREYBERG 1953b). Sie gehören entweder noch zum küstennahen Cardienton, der nicht nur Ton enthält, oder schon zum Grobsandvorstoß des Mittelconiacs.

Im Bereich des Kartenblattes Auerbach ist in der Bohrung Schleichershof 32 der küstennahe, auch mgk Feldspatsande führende Cardienton von einem 9,1 m mächtigen mfk-gk braunen, durch Fe-Mn-Knollen verfestigten Quarz-Feldspatsandstein überlagert. Diese limonitische Arkose, die als Äquivalent des grobkörnigen Knöllinger Sandsteins in das Mittlere Coniac eingestuft wird, könnte dem Braunsandstein LEUBES entsprechen. (Die jüngere Einstufung ins Santon (TILLMANN

u. TREIBS 1967) als Fazies des Auerbacher Kellersandsteins ist wegen der Diskordanz zwischen Braunsandstein und Auerbacher Kellersandstein m.E. nicht erwiesen.) Der mittelconiacische Grobsandvorstoß ist auf Hebung der Böhmisches Masse zurückzuführen und löste als Deltabildung in die marine Oberpfälzer Bucht den Cardienton ab (TILLMANN u. TREIBS 1967: 106). Die Quarzgerölle des Mittelconiacs können nach diesen Autoren 3 cm groß sein.

Die Milchquarz-Gerölle konnten an folgenden Stellen beobachtet werden:

- in roten Sanden bei Stöppach lose liegend; zwischen 530 und 560 m
- bei Spies mit mandeldragée-artigen Quarzen und Glimmersand; bei 560 m
- bei Bernheck in feinem weißem Sand und in Limonit-Arkosesandstein, zusammen mit gänseeigroßen braunen Mürbquarzen, einem dunkelgrauen Glimmerquarzit mit weißen Quarzgängen und einem violettbraunen von Quarzgängen durchzogenem Quarzit vom Aussehen des Guttenberger Quarzits (Charakter-Geröll der Albenreuther Schotter); bei 465 m
- am Thorstein (Königstein) lose und in Limonit-Arkose; bei 540 m
- bei Hegendorf (Blatt Pommelsbrunn) in Limonit-Arkose; bei 495 m; bei 535 m feinkörniger Hartmannshofer Sandstein, der dort (bei Bürtel) z.T. durch rote Sande ersetzt wird (LEHNER 1934a)
- bei Achtel z.T. lose, z.T. in Limonit-Arkose; bei 450 m
- bei Neukirchen-Fichtenhof in Limonit-Arkose; bei 450 m

Die Ausdehnung des Meeres nach Süden (Blatt Alfeld) ist ebenfalls durch die typischen Quarze gesichert:

- Einlagerung in roten Lehm w. Högen unterhalb der dort wegen ihrer großen Blockform vermutlich anstehenden quarzitischen Hartmannshofer Sandsteine; bei 460 m
- in limonitisch verfestigter Grobarkose bei Rothsricht; bei 510 m
- lose und zu Geröllsandstein verfestigt und im Übergang zu Hartmannshofer Sandstein, dieser mit sehr schönen Muschelabdrücken; w. Fünfried, zusammen mit den Coniacerzen; bei 505 m
- bei Wüllersorf zusammen mit roten Quarzen und einem kleinen, schwarzen quarz-durchzogenen Geröll (Lydit?), bei 500 m oberhalb der Erzstelle
- ö. Eckeltshof bis Wolfertsfeld, von LIPPERT (1975: 129) ebenfalls beobachtet, aber in einer Bohrung unterhalb 100 cm Tiefe als „teilweise mehrphasige Sedimente“ bezeichnet; bei 540 m; auch hier zusammen mit erzumkrusteter Vesicularis-Kreide und den Coniacerzen
- bei Röthenfeld mit einem grauen geschichteten Geröll und Coniacerzen; bei 540 m
- bei Schwenderöd mit Coniacerzen und einem 3 cm großen kantengerundeten hellen Quarz; bei 620 m

Aus dieser Zusammenstellung ergibt sich, daß die ‘Urpegnitzschotter’, zumindest der feinkörnigere Anteil, weit nach Süden reichen und entsprechend der tektonischen Verbiegung zusammen mit den coniacischen Resten in unterschiedliche Höhen gelangten. Diese Verbreitung ist, soweit mir bekannt, bisher noch nicht festgestellt worden. MEYER (1983) ist sich über die Zuordnung der Quarzgeröllsandsteine w.

Fürnried völlig unklar. Sie können zum Oberturon, aber auch dem Hornsand oder dem Erzkonglomerat gehören. Ein noch jüngerer Alter, wie es nach den Arbeiten LEHNERS naheliegt, wird nicht erwogen.

LÖWENGART (1924a,b) und KRUMBECK (1927) beobachteten auch größere Fremdquarze im Gebiet Heldmannsberg bis s. Fürnried, und einen Granit, den KRUMBECK für natürlich, LÖWENGART für anthropogen verschleppt hielt. Die höchsten Gerölle wurden nur bis etwa 510 m angegeben, die tiefsten bei 470 m. Nach der Geländeposition hält KRUMBECK diese Schotter für älter als die Urpegnitzschotter, weil sie höher liegen als diese. Er erwägt sogar eine Rumpffläche in der jüngsten Kreide und stellt die Frage, ob damals schon eine lineare Entwässerung stattfand (KRUMBECK 1927: 213). Damit fehlt nur noch der Schritt, der naheliegt:

Die 'Urpegnitzschotter' sind in der Kreidezeit im Coniac-See aufgearbeitetes Material vermutlich aus dem Buntsandstein der Kaltenbrunner Kuppel und der ehemaligen Bedeckung des Naabgebirges. Diesen Gedanken verwarf KRUMBECK (1920) in seiner Abhandlung über die Freihölser Großschotter, die im Material den Quarz-Schottern sehr gleichen, wegen der guten Zurundung der Schotter, die weit transportiert sein müssen. Diese Notwendigkeit entfällt dann, wenn die Gerölle der Brandung ausgesetzt waren. Die 'Rumpffläche' ist in diesem Fall (bei Alfeld) die durch die präconiacische Erosion geschaffene Fläche, die durch Quarzite der Vesicularis-Kreide schon vorgebildet war.

Diese Fläche wurde vom Coniac-See überflutet, die Erze abgesetzt, die diese Fläche damit weiter verfestigten und etwas höher legten. Darüber lagerte sich der z.T. stark eisenhaltige Arkose-Sandstein, in dem vor allem die kleineren Gerölle durch Eisen verkittet wurden; die größeren Fremdquarze konnten in diesem Gebiet bisher noch nicht im Veldensteiner Sandstein LEHNERS gefunden werden, sondern nur freiliegend. Dadurch, daß nicht beachtet wurde, daß kleinere Vertreter im Kreidesandstein eingelagert sind, mußte es zu Fehlinterpretationen kommen.

Im Alfelder Gebiet sind die Gerölle deshalb noch so gut erhalten, weil sie sich in einer geologischen Mulde, der Alfelder Mulde, befinden und durch die Überlagerung mit quarzitischem Hartmannshofer Sandstein vor einer Abtragung relativ geschützt blieben.

Fast die gleichen Verhältnisse liegen in der Veldensteiner Mulde vor. Dort sind noch jüngere Schichten der Kreide in einer tieferen geologischen Mulde erhalten geblieben: der Auerbacher Kellersandstein. Dort ist es auch leichter, den unterlagernden vererzten Horizont zeitlich einzuordnen, sehr wahrscheinlich Coniac.

Die gut gerundeten Fremdquarze sind durch einen Fluß angeschnitten und möglicherweise etwas verschwemmt worden. Die unterschiedliche Höhenlage ist primär durch die Muldenlage bedingt: An den Rändern liegen sie höher, sind auch früher freigelegt worden, im Muldenkern liegen sie am tiefsten und sind erst durch Flußeintiefung in jüngerer Zeit freigelegt worden, z.T. verstärkt vermischt mit Dogger-Limoniten, oder noch unter der Kreide verborgen.

Die Pegnitz hat die Quarz- und Lydit-Schotter nicht antransportiert, auch nicht in einer jüngeren Kreidezeit, sondern nur freigelegt. Durch ausschließliche Kartierung von Terrassen entlang von Flüssen entsteht der Eindruck, daß die Schotter Flußschotter seien. Dieser Meinung trat schon SPÖCKER (1952) entgegen, der die Fremdquarze weit verstreut fand. Auch KRUMBECK unterscheidet zwischen älteren Hochschottern und jüngeren Talschottern, ohne sich über deren Beziehung zueinander wirklich klar zu sein.

Die beste Lösung für dieses Problem bietet die Annahme einer marinen Verteilung der Schotter in der Coniaczeit. Da die graupenförmigen Milchquarze des Braunsandsteins in einem durch Fossilien als marin ausgewiesenen roten Grobsandpaket bei Stöppach vorkommen, das etwa 30 m mächtig ist und oberhalb der basalen Coniac-Erde liegt, handelt es sich vermutlich um die küstennahe Fazies des oberen Cardientons und Teilen des nicht immer limonitisch verfestigten Mittelconiacs. Die Fundstelle liegt außerhalb der bisher bekannten Verbreitung des Coniac-Meeress (vgl. Abb. 2 u. 3).

8 Konsequenzen für die Landschaftsgeschichte

Da die Kriterien für die 'tertiäre' Entwicklung der Landschaftsgeschichte nicht stichhaltig sind, muß auf die Datierung von Höhlensedimenten zurückgegriffen werden: Erst gegen Ende des Pliozäns war die kreidezeitliche Überdeckung soweit abgetragen, daß einzelne Weißjurakuppen des alten Reliefs exhumiert und somit einer neuerlichen Erosion und Verkarstung zugänglich waren.

Älteste Höhlenfunde liegen bei rd. 540 m NN, „Deinsdorfer Stufe“ nach dem Ort Deinsdorf im Blatt Pommelsbrunn genannt. Dieses Niveau liegt im Bereich der roten Schichten des Hartmannshofer Sandsteins (vgl. Zitat Kap. 7.2, Bürtel). HELLER (1963) fand dort in einer sandigen Rotlehmlagerung Kleinwirbeltierfauna aus dem unteren Cromerium. In der rund 30 m tieferen „Sackdillinger Stufe“ (nach Sackdilling, Blatt Auerbach) wurde Fauna aus dem Obercromer gefunden, was so interpretiert wurde, daß die Taleintiefung bis 500 m reichte, gekennzeichnet durch eine Verebnung. Unterhalb auftretende Terrassen sind jünger als diese jüngstpliozäne bis ältestdiluviale Stufe. Durch die jüngste Veröffentlichung über die Moggaster Höhle konnte von GROISS (1993) diese Einschätzung der Landschaftsgeschichte bestätigt werden.

Die andere Einschätzung einer 'tertiären' Entwicklung beruht auf Fehlinterpretation. Flächen sind durch das geologische Substrat vorgegeben: z.B. w. Achtel das 540 m Niveau durch Tafelbankigen Dolomit, bei Fichtenhof ö. Eschenfelden durch eine flächenhaft auftretende quarzitisches Verfestigung der Michelfelder Schichten, ebenfalls bei 540 m; am Thorstein bei Königstein durch limonitisch verfestigtes, basales Coniac, das bei 540 m eine größere Fläche bildet.

Im Gegensatz zu den weicheren Schichten des oberen Coniacs und nur schwach silikatisch gebundenen Sanden des Santons wurden diese härteren Schichten bei der Taleintiefung herauspräpariert und täuschen eine 'tertiäre Flächenbildung' vor. Inwieweit das Coniac- Meer die Flächen mit beeinflußt hat, müßte durch weitere Untersuchungen jeweils an Ort und Stelle abgeklärt werden.

Ein Entwässerungssystem in der Mulde, die durch die Frankenalb-Furche bedingt ist, ist vorstellbar (SEEMANN 1925, CRAMER 1928), die Eintiefung ist oft bis zum verfestigten Coniac gegangen. Durch rückschreitende Erosion verschiedener Bäche, die nach Westen entwässerten, wurde dieses Gewässer in sein heutiges Tal umgelenkt. Die dabei freigelegten Gerölle haben nichts mit der 'Urpegnitz' zu tun.

9 Die Hollfelder Kreidemulde

Es erhebt sich die Frage, ob die Datierungshilfen auch bei den eisenreichen Sedimenten der Hollfelder Kreidemulde eingesetzt werden können, denn dort ist deren stratigraphische Zuordnung unsicher.

Es gibt verschiedene Möglichkeiten:

- Cenoman (KRUMBECK 1918, revidiert 1925; MEYER 1972; TILLMANN zuletzt 1986)
- Oberturon i.S. TILLMANN u. TREIBS 1967 (MEYER 1972)
- Coniac: früher noch als oberturoner Veldensteiner Sandstein geführt mit basaler Erzanreicherung (SEEMANN 1925; CRAMER 1928; DORN 1929; LEHNER 1935 mit Bohrmuschelangaben; KUHN 1956 mit marinen Muscheln in Roteisenknollen)
- Tertiär: Malmverwitterung zu Terra rossa im Tertiär, darüber jüngere Sande (KLOCKMANN 1908);
Veldensteiner Sandstein postkretazisch limonitisiert, Malmverwitterung (Kalksteinrotlehm) (BRUNNACKER 1951, 1959); mehrphasige Entwicklung (HÖHL 1963, 1982).

Es gibt also wie im weiter südlich liegenden Gebiet Interpretationen für die wichtigsten Erzanreicherungsphasen. Datierungshilfen sind deshalb nötig.

9.1 Unterlagernde Quarzite

Die Quarzite der Michelfelder Schichten liegen (mit zwei Ausnahmen) im emporgehobenen Gebiet östlich der Hollfelder Störungzone und im südlichen Teil des Fernreuth-Hollfelder Sattels, hier südlich der 'Erzformation', die ihrerseits zum nördlichen Muldentiefsten von der quarzitifreien Kreide abgelöst wird. Gleiche

Verhältnisse liegen auch am Nordrand des Blattes vor: bei Zedersitz Kallmünzer mit der braunen Eisenrinde im Osten, zum Muldentiefsten folgen nach Westen die Erze und die quarzitefreie Kreide. Auf Blatt Mistelgau nehmen die Erze am Pfarrhügel eine höhere Geländedeposition ein als die Kallmünzer, die hier ebenfalls die geforderte Eisenhülle besitzen, nach BRUNNACKER (1955) eine Verwitterungsrinde. Im westlichen gehobenen Gebiet sind die Quarzite entweder durch das Meer stärker aufgearbeitet worden oder sind der Abtragung samt der übrigen Kreide zum Opfer gefallen. Im Blatt Muggendorf ist nur ein Kallmünzer in dem westlichen gehobenen Gebiet kartiert; er konnte nicht mehr festgestellt werden. In der abgesunkenen Fortsetzung der Hollfelder Mulde enthält die Kreide noch viele Quarzite und die bis kopfgroßen Erzknollen in der Albüberdeckung (GOTTWALD 1959). Aus der Verteilung der Kallmünzer läßt sich also auf ein Coniacalter der Erze schließen.

9.2 Überlagernde Glaukonitsandsteine des Coniacs

KRUMBECK (1918) beschrieb von Freienfels einen Glaukonitsandstein von der Fazies des Freihölser (=Jedinger) Grünsandsteins. Da dieser damals noch als Cenoman angesehen wurde, galten auch die Erze der Hollfelder Mulde als gleichaltrig. Durch SEEMANN (1925) und LEHNER (1934a) ist dessen Umdatierung ins Emscher vollzogen worden; für die Erze des Hollfelder Gebietes ist damit das cenomane Alter sehr unwahrscheinlich. KRUMBECK übernahm 1925 die Korrektur, was aber MEYER wohl entgangen ist, obwohl er diese Arbeit im Literaturverzeichnis führt. Die eisenreichen Tone entsprechen demnach eher dem basalen Coniac als der Erzformation. Die Übereinstimmung der Glaukonitsandsteine mit dem Jedinger Sandstein kann bestätigt werden durch folgende Funde:

- glaukonitischer, zerreiblicher, feinkörniger etwas feldspatführender Sandstein mit einem Blattabdruck, bei 440 m, n. Freienfels. Pflanzenreste aus dem entsprechenden Hartmannshofer Sandstein beschreibt auch LEHNER (1934a).
- glaukonitischer feinkörniger, feldspathaltiger Sandstein mit einer kleinen, unbestimmbaren Muschel bei Stadelhofen oberhalb von erzhaltigen Schichten (Blatt Weismain).
- glaukonitischer, heller, poröser Sandstein der gleichen Korngröße bei Kobelsdorf bei 430 m; an der Straße nach Schressendorf die zugehörigen Erzknollen, bei 420 m (Blatt Muggendorf); GOTTWALD (1959) gibt Schressendorf als Standort einer alten Schmelzhütte an.
- Glaukonite in feinem Sand und grünem Ton ö. Nankendorf bei 405 m oberhalb von eisenhaltigen Sedimenten (Blatt Waischenfeld) sind vermutlich auch zeitgleich.
- Glaukonite in glimmerhaltigen Sanden bei Weiher nw. Hollfeld (MEYER 1972) konnten bestätigt werden. Die zugehörigen Erze (mulmige Limonitknollen) liegen bei etwa 400 m (eigene Beobachtung).

Die Lage der Fundstellen im inneren Bereich der geologischen Mulde entsprechen den Vorstellungen von coniacischen Verhältnissen. Die Glaukonite der Kartenblätter Muggendorf und Waischenfeld sind m.W. bisher unbekannt. Es kann sich

dabei um Teile des Cardienton-Horizontes oder tatsächlich um zeitgleiche Bildungen mit dem Hartmannshofer Sandstein handeln. Es ist also nicht notwendig, die Glaukonite mit Mittelturon der Veldensteiner Mulde in Zusammenhang zu bringen, wie MEYER (1972, 1983) es versucht. Die Einstufung ins Coniac löst die geologischen Probleme besser.

9.3 Der Erzhorizont als typisch basales Coniac

Der erzreiche Horizont setzt sich zusammen aus ziegelroten Letten, Ockerton und mulmigem und derbem Brauneisenerz von Erbs- bis Kindskopfgröße. Bohnerze und Pisolithe sollen ebenfalls vorkommen (KLOCKMANN 1908). Außerdem sind Tone und Sande enthalten. Die Erze sind in einem basalen Band enthalten, das Taschen im Dolomit auskleidet, also eine typische Situation für Coniac. Überdeckt werden die Taschen durch eine zusammenhängende Schicht von Kreidesanden. Nach MEYER (1972: 51) waren die Hohlformen vor Ablagerung des Erzes angelegt, wurden später aber weiterentwickelt. Er konnte im Zentrum der Hollfelder Mulde keine Erze, aber blauschwarze Tone an der Basis der Kreide feststellen. Andererseits beobachtete er in einigen Profilen blauschwarze Tone, die diskordant über Sandstein bzw. Dolomit lagen und Sandsteinschutt enthielten. Nur für diese erwägt er die Zugehörigkeit zum Cardienton (MEYER 1972: 54). Auch für das nördliche Anschlußblatt erwägt er die Stellung der foraminiferenhaltigen Feinsandtone zum Cardienton (MEYER 1981: 76).

Erstaunlicherweise schließt er sich nicht BRUNNACKER an, der in seinem Arbeitsgebiet (Blatt Mistelgau) graue, fette Tone an der Basis des Veldensteiner Sandsteins beobachtete. Es liegt also die typische Übergangssituation zum Cardienton vor. Der überlagernde feldspatführende Sandstein entspricht in der Korngröße dem Doggersandstein (BRUNNACKER 1949). Nach eigener Beobachtung ist er an vielen Stellen dem feinkörnigen limonitischen Sandstein der Cardientonstellen völlig gleich. Die typische Schichtung bei Glimmerführung tritt ebenfalls auf.

Als Beispiel seien nur genannt:

- am Pfarrhügel (Blatt Mistelgau): erbs- bis 3 cm große Derberze von bohnerz- bis nierenartiger Gestalt und z.T. glänzender Oberfläche, nach BRUNNACKER (1955) „Alberze“; sehr feinkörnige limonitische, glimmerhaltige Arkosen mit Schichtung; in einem handteller großen violettfarbenen Erzstück Eisenooide, wegen des Feldspatgehaltes zur Kreide gehörend. Die sandigen Limonite sind z.T. wenig gerundet, also anstehend; mit Glanzkohle; bei 555 m
- sö. Eichenhüll (Blatt Hollfeld): deutlich geschichtete Limonite mit kugelig-warzigen 1 cm großen Pusteln aus feinsandigem Material, mit Glanzkohle; bei 440 m
- sw. Weiher (Blatt Hollfeld): Übergänge von basalem mulmigem Limonit über grobkörnige limonitische Arkose zu feinkörnigem, glimmerhaltigem, geschichtetem Limonit und feinem Glimmersand mit Limonithohlkugeln, darüber Glaukonitfeinsand; zwischen 400 und 410 m

- kugelige feinkörnige Limonite auch ö. Siegritz (Blatt Muggendorf) im Arbeitsgebiet von HÖHL (1963); bei 465 m

Aus diesen Beispielen geht hervor, daß es sich an Hand von Vergleichsmaterial und Angaben aus der Literatur um den Übergangsbereich Neukirchener Ocker-Cardinton zum jüngeren Cardintonhorizont handelt. Die eingangs angeführte Meinung MEYERS, daß im Zentrum der Mulde keine Erze vorkommen, kann nicht übernommen werden. Dagegen sprechen die Funde sw. Weiher (Blatt Hollfeld).

Auch die für diesen küstennahen Übergangsbereich charakteristischen limonitisierten Pflanzenteile kommen vor:

- ganze Stammstücke mit schönen Erzkristallen (Limonit nach Pyrit) in grobkörnigem Arkosesandstein w. Weiher; bei 410 m
- kleinere Holzstücke mit Erzkristallen in grobkörnigem Sand ö. Breitenlesau (Blatt Muggendorf); bei 445 m
- auch BRUNNACKER (1955) beschreibt limonitisierte Pflanzenteile

Da MEYER dem auch von ihm häufig angegebenen z.T. zu Kaolin zersetzten Feldspat nicht die rechte Bedeutung zumaß, versucht er, diese Schichten, evtl. auch die Erze mit Michelfelder Schichten i.S. von TILLMANN zu parallelisieren, die aber gerade bei diesem Autor weitgehend glimmer- und oft feldspatfrei sind!

Die Ausprägung der Hollfelder Kreide spricht dafür, daß es sich im Muldenbereich um Coniac handelt. In den Randbereichen tritt der basale, erzreiche Abschnitt zu Tage, noch weiter am Rand die unterlagernden Michelfelder Schichten i.S. von TILLMANN. Nur dort, wo das Coniac stärker zerschnitten ist, kommen auch noch einmal Kallmünzer und Erz (w. Weiher) in der Mulde zum Vorschein.

9.4 Eingelagerte Gerölle

Wenn die 'Urpegnitzschotter' sich als Strandgerölle des Unteren bis Mittleren Coniacs erwiesen haben, dann sollten sich auch im Hollfelder Gebiet ähnliche Gerölle finden lassen. Auf der geologischen Karte sind sie zusammen mit dem Erzhorizont eingezeichnet. Ausnahmen sind die um Drosendorf vorkommenden, die aber z.T. in rotbraunem Lehm eingelagert sind. Der Fundpunkt bei Zedersitz liegt im Bereich von erzumkrusteten Kallmünzern und vereinzelt Erzen (MEYER hat nur größere Vorkommen auskartiert). Der Fund eines Lydites in einem Schurfschacht auf Eisenerz bei diesem Ort war Anlaß für KRUMBECKS Untersuchungen über die Schotter auf der Frankenalb. Das Geröll lag in gelbbraunem ockerreichem Lehm, in dessen Nachbarschaft große, innen hohle Konkretionen und Bruchstücke aus derbem Brauneisenerz über 40 cm gelbbraunem Quarzsand und einem geringen Lager von mulmigem Brauneisenstein. Wegen des Fehlens von überlagerndem Veldensteiner Sandstein kam KRUMBECK (1927: 198) zu dem nicht zwingenden Schluß, daß der Lehm eine jüngere Bildung (Umlagerung von Kreide mit einer sekundären Erzbildung) sei.

Die Beschreibung entspricht aber der des Neukirchener Ockers mit seinen primären Konkretionen. Allerdings schreibt KRUMBECK (1927: 197), daß mit groben Quarzkörnern durchspicktes Brauneisenerz in der Hollfelder Gegend unmittelbar im Hangenden der Erztaschen und -nester an der Basis des Veldensteiner Sandsteins liegt. Sw. Neuhaus beobachtete er auf einem durch Schurfschacht entblößten Lager von mulmigem Brauneisenstein Gerölle von Lydit. „Da die albüberdeckende Kreide meines Wissens keine Lydite führt, wurden sie offenbar in jüngerer Zeit aus dem Frankenwalde herbeigeführt“ (KRUMBECK 1927: 200).

Auf Grund der ungenügenden Kenntnisse zu der damaligen Zeit ist die Interpretation als postkretazisch verständlich; die Folge ist aber eine bis heute gleichbleibende Deutung, die von entscheidender Wichtigkeit für die gesamte Landschaftsgeschichte des fränkischen Raumes ist. MEYER (1972) fand noch an anderen Stellen Lydite, zusammen mit großen Quarzen, die aber nicht mit der Kreide in Beziehung gebracht werden.

Eigene Beobachtungen machen ein Coniac-Alter der Schotter wahrscheinlich:

- ein 5 cm großer brauner, gut gerundeter Quarz mit anhaftendem grobkörnigem Limonit und ein heller gebleichter Lydit, stellenweise mit bräunlicher Haut überzogen und ebenso mit anhaftendem grobkörnigem Limonit; bei etwa 435 m sw. Neuhaus zusammen mit 'Erzformation', die vorliegt in Form von mulmigem Erz, von geschichteten, faustgroßen Toneisensteinen und von Derberz, das von sehr vielen gut gerundeten bis 1 cm großen hellen und braunen Mürbquarzen durchsetzt ist. Diese konnten auch lose auf den Äckern gesammelt werden. Auch die bekannten Milchquarz-Graupen sind dabei. Außerdem kommt der feinkörnige Limonit vor. (Das Geröllager ist kartiert.)
- ein Geröllager sw. Weiher; etwa auf der Höhe von kopfgroßen porösen Limonit-Erzen. Die gut gerundeten durchschnittlich 5 cm großen Gerölle enthalten neben ungeschichteten Lyditen auch Lyditbreccie (eine solche beschrieb KRUMBECK (1927) auch aus den Geröllagern des Nürnberger Gebietes), dunkle Quarzite mit weißen Quarzgängen, Glimmer-Quarzite wie bei Bernheck (Blatt Betzenstein), eine Art Quarzkonglomerat, und fettglänzende Milchquarze der gleichen Größe mit z.T. noch anhaftendem grünem Material (Glimmerschiefer?, Hornblende?; ein solches Geröll lag auch an der Cardientonstelle bei Auerbach). Kleine Milchquarz-Graupen begleiten an dieser Stelle die feinkörnigen Glimmer-Glaukonit-Sande in etwas höherer Geländedeposition, sie sind aber auch in grobkörnige Arkose eingeschlossen; bei 400 m (nicht bekannte Geröllstelle)
- ein kleiner Lydit mit Milchquarz-Graupen am Pfarrhügel mit den Coniac-Erzen; bei 555 m (Blatt Mistelgau). (BRUNNACKER (1955) beobachtete nur die Milchquarze am Pfarrhügel)
- ein kleiner Lydit am Dormannsberg bei 410 m unterhalb der Kreide, die hier reich an limonitisiertem Holz ist
- ein faustgroßer Lydit mit vielen Milchquarz-Graupen beim Friedhof Waischenfeld bei 410 m; beide Funde auf Blatt Waischenfeld

Weder KRUMBECK (1927) noch WIPPERN (1955) noch BRUNNACKER (1955) geben für die Wiesent- bzw. „Albschotter“ Lydite an.

- ö. Stücht bei P.474 in einer 30 cm tiefen Ackerrandfurche ein 2 cm großer zerbrochener hellgrauer Lydit mit Quarz-Gängen, nahebei ein grobkörniger Limonit

- ein großes Geröllager von kleinen durchschnittlich 1-2 cm großen z.T. sehr gut gerundeten Quarzen, darunter viele weiße Milch- und braune Mürb Quarze zusammen mit limonitischen Bruchstücken in rotem Lehm; ö. des Üblitzberges, Bohrgebiet von HÖHL (1963); bei 465 m; beide Fundstellen auf Blatt Muggendorf
- ein Geröllager mit großen Quarzen, in Kontakt zu Ockerlehm mit einem faustgroßen Erzbrocken mit scharf ausgebildeten Erzkristallen (Limonit nach Pyrit) bei Weidenloh; bei 460 m
- ein Geröllager mit etwas kleineren Quarzen und einem Guttengerger Quarzit ö. Kirchenbirkig zusammen mit typischen Coniac-Limoniten; bei 450 m; beide Fundstellen auf Blatt Pottenstein; beide bisher unbekannt

Aus dieser Zusammenstellung ist ersichtlich, daß die Gerölle wie im Pegnitz-Gebiet im Kontakt zu Erzen oder eisenreichen Arkosen oder roten Lehmen stehen. Die Kleingerölle sind häufig im Veldensteiner Sandstein eingebettet, was mit den Beobachtungen von KRUMBECK, aber auch KUHN (1956) übereinstimmt. Die größeren Exemplare waren vermutlich nur selten verbacken. Wie im Pegnitz-Gebiet mußte es deshalb bei einer Trennung von größeren Geröllen und erzverfestigten Kleingeröllen zu Fehlinterpretationen kommen.

Im Südosteck des Blattes Pottenstein (EXLER 1957) ist noch die zusammenhängende Decke des Auerbacher Kellersandsteins über dem Braunsandstein LEUBES erhalten, so daß die typischen Coniac-Gerölle eigentlich zu erwarten waren.

10 Zwischenergebnis

Zusammenfassend kann also für das weitere Gebiet der Hollfelder Mulde gesagt werden, daß auch hier die Datierungshilfen eingesetzt werden können.

Die Hollfelder Kreidemulde besteht aus einem zentralen Coniac-Kern, datierbar durch überlagernden coniacischen Glaukonitsandstein. An den Rändern treten vermehrt die basalen erzeichen Schichten des Coniacs zusammen mit den unterlagernden Quarziten zu Tage; an diesen Stellen sind die erzeichen Schichten nur durch die Gerölle datierbar, wenn die Quarzite bis auf wenige Reste vernichtet sind. Die unterschiedliche Höhenlage (555 m bis 400 m) ist tektonisch bedingt.

11 Andere Deutungen der Coniac-Sedimente

Es konnte nachgewiesen werden, daß die 'Erzformation' MEYERS wie im Blattgebiet von Alfeld eine coniac-zeitliche Erzanreicherung ist. Auch die 'tertiären' Bildungen lassen sich zwanglos erklären:

BRUNNACKER (1951) geht bei seinen Ableitungen für die Landschaftsgeschichte von der postkretazischen Limonitisierung des Veldensteiner Sandsteins aus in Anlehnung an GALSTERER (1935), eine Ansicht, die schon 1941 von KRUMBECK korrigiert

wurde. Die Roteisenerz-Bank mit mariner Fauna im Seugaster Gebiet ist syngenetischen Ursprungs, die Glimmer wurden von GALSTERER nicht beachtet. Auch BRUNNACKER hat den Glimmern in seinem Gebiet nicht genügend Beachtung geschenkt, obwohl auch die von ihm verwendete Arbeit von LEHNER (1935) auf die basale glimmerreiche Erzführung des Veldensteiner Sandsteins aufmerksam macht. Die zweite Stütze der 'tertiären' Landschaftsentwicklung, die Verkieselungen (Kallmünzer) – sie sind nach v. FREYBERG (1952) kreidezeitlich – wurde von BRUNNACKER (1959b) nicht mehr herangezogen, wohl aber die Rotlehmabildung. Der Kalksteinrotlehm wird in Anlehnung an BIRZER (1939) als tertiäre Bildung angesehen, obwohl BRUNNACKER solche Bildungen unter dem überlagernden Veldensteiner Sandstein bei Plankenfels kannte. Da nicht berücksichtigt wurde, daß überall an der Basis dieser Schicht eisenreiche Lehme zu erwarten sind, mußte es zu einer Fehlinterpretation vor allem dort kommen, wo diese Deckschichten fehlen: vor allem im Bereich des Kirchahorn- oder Ailsbachsattels (v. FREYBERG 1969: T. 5), der die Hollfelder Mulde von der Veldensteiner Mulde trennt. BRUNNACKER kannte zwar auch den Sattel, nicht aber die weite Ausdehnung des Coniac-Meeres.

Die Stützen für die 'tertiäre' Entwicklung, die HÖHL (1963) verwendete, sind ebensowenig stichhaltig:

- Die Verkieselungen entsprechen einer sarmato-pontischen Trockenzeit. Umdeutung: Es handelt sich um Reste von Kallmünzermaterial.
- Die über der sarmato-pontischen Fläche liegenden Kuppen müssen von älteren Verwitterungs-Bildungen bedeckt gewesen sein. Von ihnen sollen Kaoline und Rotlehme in die basalen Flächen umgelagert worden sein. Das Alter der Rotlehme ist Miozän oder älter (in Anlehnung an BIRZER 1939). Umdeutung: Es handelt sich um die Schichten des Cardientones und des mittleren Coniacs, die als eisenreiche Ablagerungen zum Absatz kamen. Die Kaolingealte stammen aus aufgearbeiteter Kreide, der hohe Eisengehalt z.T. ebenso.
- Wegen der relativ hohen Illitwerte kann das Klima nicht mehr rein tropisch gewesen sein, d.h. damit ist pliozänes Alter der Flächen wahrscheinlich. Umdeutung: Die hohen Illitwerte sind durch die gering abgebauten Feldspäte des Coniacs begründet, das in Resten auf Blatt Muggendorf noch vorhanden ist. (GOTTWALD (1959) diskutiert die nomenklatorischen Schwierigkeiten des Begriffes 'Michelfelder Schichten', ohne eine Stellung zu beziehen.)
- Vorhandene Quarze haben wegen ihrer guten Rundung Ähnlichkeit mit Fluß- und Strandsanden des niederländischen Miozäns und des Pliozäns im Südlimburgischen Becken. Umdeutung: Es handelt sich tatsächlich um Strand- und Flußgerölle. Das zugehörige Meer war das Coniac-Meer.

Die 'Beweise' für das sarmato-pontische Alter der Fläche bei 450 m im Gebiet westlich der Aufseß sind nicht schlüssig. Es handelt sich um eine Fläche, die wahrscheinlich schon durch quarzitisches Verfestigt war. Die präconiacische

Erosion hat sich bis auf diese eingetieft, das vordringende Coniacmeer hat evtl. noch vorhandene Reste aufgenommen. Strandnahe Verhältnisse sind wegen der Gerölle zu vermuten, bzw. es muß sich um brackige Verhältnisse mit großer Geröllzufuhr gehandelt haben.

Von anderen Autoren wurden Datierungshilfen für die als postkretazisch angesehene Lyditgerölle im süddeutschen Raum gesucht. Bei Treuchtlingen stehen in tiefer Geländedeposition obermiozäne Süßwasserkalke an. Etwa 100 m höher liegen Lyditschotter auf einem Urtalboden, der Bergnershof-Terrasse. Diese sind auf Grund einer groben morphologischen Schätzung ins Alttertiär gestellt worden (KRUMBECK 1927: 185). Da die Süßwasserkalke postriesisch entstanden sind, haben die von KRUMBECK „Urmaineschotter“ genannten Quarze und Lydite präriesisches Alter. Dieser Zeiteinstufung schloß sich WURM (1933) an. Obermiozänes, präriesisches Alter ist wahrscheinlich, weil in der obermiozänen Graupensandrinne Lydite enthalten sind. Ein Antransport erfolgte nicht über einen 'Urmain' über Bamberg nach Süden - hier fehlen auf einer Strecke von 40 km die Lydite -, sondern über das Hollfelder Gebiet, wobei die einzelnen Laufanschlüsse noch nicht geklärt sind (SCHRÖDER 1968, 1971).

Die Monheimer Höhensande auf der Südalb werden wegen ihres Lyditgehaltes mit den Albschottern in Verbindung gebracht. Deren postriesisches Alter wurde durch einen Fossilfund im Monheimer Gebiet wahrscheinlich (GALL u. MÜLLER 1970); es handelt sich um eine Ablagerung des Obersarmat bis Unterpont. Die älteren Treuchtlinger Süßwasserkalke müssen von jüngeren Lyditschottern bis in große Höhen überlagert worden sein, nur so läßt sich der Antransport von Norden erklären. Dieses Konzept geht auf andere Autoren zurück, vor allem RÜCKERT (1933, 1941); aber eine sekundäre Umlagerung von höheren Schottern aus älteren Lagern über die Süßwasserkalke ist ebenfalls möglich (LÖWENGART 1924b, KRUMBECK 1927). Das wird aber in den jüngeren Arbeiten (u.a. KLEBER 1987) völlig außer acht gelassen. Präriesisches Alter der Monheimer Höhensande kombiniert mit einer jüngeren Lyditzufuhr über die Süßwasserkalke ist ein anderes „Arbeitskonzept“ (BRUNNACKER 1973: 88, LEMCKE 1985). Eine weitere Variante geht vom sarmato-pontischen Alter der Höhensande aus, die Hollfelder Schotter haben damit postriesisches Alter, sie werden in das Mittelpliozän gestellt. Daran schließt sich eine noch pliozäne Entwässerung mit Lyditschottern über das Urnaabsystem nach Regensburg an. Der letzte Wechsel der Nord-Süd-Entwässerung („Urmain“ mit Lyditschottern) vollzog sich mit dem Beginn des Pleistozäns über das Rezat-Rednitz-System. Gegen Ende des Ältestpleistozäns erfolgte der Anschluß des Obermains an das Rheineinzugsgebiet (TILLMANN 1977, 1980).

Diese Vorstellung wurde von anderen Autoren mit geringen Abweichungen übernommen:

- Die Hollfelder Schotter haben mittelpliozänes Alter (MÜLLER 1981).
- Die Hollfelder Schotter gehören zum Grenzbereich Sarmato-Pont, zeitgleich ist der Albenreuther Schotter I. Die Urpegnitzschotter und die Naabschotter haben mittel-

pliozänes Alter und sind im Zusammenhang mit einer letzten jüngsttertiären Einbnungsfläche im Sinne von BÜDEL (1957) im Vorland des Alten Gebirges wie im Bereich des mittelfränkischen Sandsteinkeupers zu sehen (BRUNNACKER 1970). Im Altquartär erfolgte wie bei TILLMANN'S Lyditlieferung über den Urmain im Rezat-Rednitzsystem. Das Problem besteht in der erheblichen Ausräumung im Zuge der pliozänen Flächenbildung von 100 bis 200 m, wobei das Kalkdach der Frankenalb wenig betroffen gewesen zu sein scheint, wenn man von der Ausräumung der Oberkreide absieht (KALOGIANNIDIS u. BRUNNACKER 1983).

- Ein Fluß namens „Moenodanuvius“ wird auf Grund von neuen Lyditfunden im Aufseß-Wiesentgebiet konstruiert, er entstand an der Wende Miozän/Pliozän bis Mittelpliozän (SCHIRMER 1985, unverändert übernommen von HANTKE 1993).
- Spuren des pontischen und wahrscheinlich auch mittelpliozänen Entwässerungssystems sind vier Querpässe (in 450-470 m Höhe) von den Albenreuther Schottern quer über die Frankenalb, höhengleich mit den Quarz- und Lydit-Schottern von Drosendorf (Blatt Hoffeld) und den Quarz- und Lydit-Schottern von Rothenbruck an der Pegnitz. Das Problem besteht in dem Höhenunterschied zu den bei 530-550 m liegenden Monheimer Sanden. Die Südalb muß seit dem Pont um etwa 200 bis 250 m gehoben worden sein (LOUIS 1984).
- Für die Pegnitz-Breitallterrasse bei 450 m wird von LOUIS nur das sarmato-pontische Alter übernommen (PFEFFER 1986, 1990).
- Die ältesten Lyditschotter im oberen Wiesenteinzugsgebiet sind mittelpliozän; ein jüngeres oberpliozänes, nur wenig eingetieftes Entwässerungssystem war auf die Urnaab ausgerichtet; an der Wende Plio-/Pleistozän Wechsel zur Rezat-Rednitz-Furche. Hierzu zählt die Breitallterrasse der Pegnitz (im Gegensatz zu LOUIS und PFEFFER). Die über dieser Terrasse (auch Ankatal-Stufe (SPÖCKER 1952) genannt) liegenden höheren Niveaus sollen dem oberen Pliozän angehören (HABBE 1989), also die Sackdillinger Stufe (500 m). Das Modell von TILLMANN'S gilt auch noch später (WARRLICH u. HABBE 1993).

Diese Einstufungen basieren alle auf dem keineswegs gesicherten Alter aller als Monheimer Sande angesprochenen Sedimente. Zur Vorsicht mahnen Lyditangaben in den Schutzfelsschichten des südlichen Gebietes (TRUSHEIM 1935, OSCHMANN 1958), in der turonen Neuburger Kieselkreide (KRUMBECK 1927: ? Tertiär) und in oligozänen Karstschloten (BADER u. FISCHER 1987). Stimmen die Datierungen, dann hat es eine präriesische Lyditzufuhr gegeben. Die Monheimer Höhensande haben ihr Fremdmaterial daraus bezogen und wurden in postriesischer Zeit umgelagert. Zwar hat man eine Überlagerung von Höhensanden über Bunte Breccie gefunden (SCHMIDT-KALER 1974), und der Fossilfund von GALL und MÜLLER in einem Steinbruch spricht auch für ein postriesisches Alter, aber das könnte sich auf Teile der Höhensande beziehen. Jüngste Untersuchungen sprechen für einen solchen Entwicklungsgang:

„Sande, aus denen die Monheimer Schichten aufgebaut wurden, sind demnach aus verschiedenen, nahe beieinanderliegenden und nicht weit von ihrem heutigen Lagerungs-ort entfernten Liefergebieten hervorgegangen. Dabei müssen auch lyditführende Sedimente bereits auf der Albhochfläche vorhanden gewesen sein“ (BORGER 1993: 267).

„Der Transport ... über die Fränkische Alb hinweg fand spätestens bis zum beginnenden Miozän sein Ende“ (BORGER 1993: 250).

Die gesamte landschaftliche Entwicklung ist nach diesen Untersuchungen also wieder offen und die Beweise für eine jungtertiäre Flächenbildung im Bereich der nördlichen Frankenalb sind hinfällig.

Das kreidezeitliche Alter der Lyditeinlagerung ist damit möglich.

12 Zeugen des Coniac-Meeres außerhalb der Frankenalb

12.1 Die Albenreuther Schotter

Da die Albenreuther Schotter eine so wichtige Rolle in der Landschaftsgeschichte spielen, ist es nötig, die Datierungen zu überprüfen.

Sie werden entweder zur Kreide gestellt oder zum Tertiär. Ausschlaggebend waren Pflanzenfunde in weißem Ton bei Riggau, die als oligozän bestimmt wurden (ENGELHARDT 1905). Entscheidend ist, ob diese Tone den Schottern vorgelagert (KRUMBECK 1927: 195) oder unterlagert sind (WURM 1934). Im ersten Fall sind die Schotter älter, damals noch als Rotliegend-Konglomerat gedeutet, im zweiten Fall jünger, also tertiär. Eine dritte Möglichkeit besteht darin, die Datierung als nicht zutreffend abzulehnen. Auf Grund neuer Pflanzenfunde in überlagernden Schichten bei Friedersreuth, die als jüngere Oberkreide angesprochen wurden (GOTHAN 1941, KNOBLOCH 1973), wurde das gesamte Schotterpaket einschließlich der unterlagernden Kaolinsandsteine mit den pflanzenführenden Tönen zur Kreide gestellt (TILLMANN 1954, 1958, 1964, MEYER 1981), allerdings mit gewissen Umdatierungen im Laufe der Zeit, aber immer Oberkreide.

Eine Neubearbeitung (KALOGIANNIDIS 1981) brachte folgende Änderungen:

- basaler Kaolinsandstein = Keuper
- „Liegend-Serie“ (glimmerreiche, bunte, sandig-tonige Quarz-Kleinkies führende Schicht, rd. 130 m) = Alttertiär; oberhalb von 570 m NN
- „Albenreuther Schotter I“ (20 m Grobschotter mit Basaltgeröll) = postbasaltisch, sarmato-pontisch; nur hier Lyditangaben

Die Datierung der Friedersreuther Pflanzentone wird anerkannt und eine Einreihung nächst der Untergrenze der Liegend-Serie für möglich gehalten. Auch die ursprüngliche Altersdatierung der Riggauer Pflanzenfunde wird wieder aufgegriffen. „Eine direkte Einordnung in die Liegend-Serie, weil außerhalb des engeren Verbreitungsbereiches der Liegend-Serie ist ebenfalls nicht möglich. Die Liegend-Serie könnte ... demnach zum Alttertiär gehören“ (KALOGIANNIDIS 1981: 108f).

An dieser m.E. eigentümlichen Argumentationskette hängt die gesamte Landschaftsgeschichte des oberpfälzischen und fränkischen Bereiches (KALOGIANNIDIS u. BRUNNACKER 1983, LOUIS 1984). Es wurde nicht bedacht, daß die Riggauer weißen Pflanzentone dann zum Keuper gehören müßten. Eine „Richtigstellung“ der Albenreuther Schotter im weiteren Sinn, d.h. ihre Rückstufung in die Kreide, erfolgte

wenige Jahre später, wobei auch die Basaltschotter bezweifelt wurden (SCHRÖDER 1987). RUTTE (1987) hält dagegen die Albenreuther Schotter für jungpliozän (Arvernensis-Zeit) wegen der geringen Verfestigung.

Eigene Beobachtungen machen das Kreidealter von Schichten im weiteren Umkreis des tertiären Basaltkegels des Parksteins wahrscheinlich:

- eine etwa 10 cm starke feinkörnige, glimmer- und feldspathaltige, geschichtete Bank von limonitischer Arkose, die identisch ist mit den geschichteten basalen Coniac-Limoniten, überlagert von Lydit- und Quarz-Geröllen, in Parkstein, bei einem Neuaushub. Der gesamte Aushub wurde in der Hoffnung auf marine Reste durchforscht, aber ohne Erfolg; bei 525 m
- n. Parkstein an der Straße nach Schwand Glanzkohle im Kontakt zu der hier Grobgeröll führenden Limonitbank, die hier auch ansteht; bei 490 m
- limonitische Hohlkugeln bei Schwand; bei 480 m
- mulmiges und glimmer- und quarzführendes Brauneisenerz bei Altenparkstein. Es erinnert etwas an das Erz bei Weiher (Blatt Hollfeld). Nach Angaben der Anwohner wurde das Erz früher abgebaut und zur Verhüttung abtransportiert; bei 520 m
- die gleiche geschichtete Limonitbank mit bis 2 cm großen braunen Quarzen am Kuschberg; bei 570 m
- rote Sande bei Albenreuth, dort ein muschelähnlicher Abdruck in quarzitischem Material, der nach Prof. Groiss aber ein Spiel der Natur ist; bei 570 m
- die gleiche limonitische Grenzbank bei Riggau über den weißen Kaolin-Tonen, ohne die ganz groben Bestandteile; bei 500 m. Eine Nachfrage bei einem der beiden letzten Arbeiter der jetzt verfallenen Tongrube erbrachte, daß der Tonabbau unterirdisch in Stollen erfolgte. Deutliche Pflanzenabdrücke mit feiner roter Zeichnung seien nach zwei bis drei Tagen beim Austrocknen des Tones zerfallen. Diese Pflanzenfossilien hätten in dem Ton unterhalb der Erzschiebt gelegen.
- bei Friedersreuth schlechte Blattabdrücke und ein Samen in glimmerhaltigem, wenig verfestigtem, braunem Arkosesandstein; bei 550 m

M.E. handelt es sich bei den Schichten um Teile des Coniacs. Die Riggauer Kaolintone würden den basalen Teilen mit aufgearbeitetem Oberturon entsprechen, vergleichbar den von LEHNER eingestuften Kaolintonen bei Gräfenberg an der Basis des Veldensteiner Sandsteins. Die Limonitbank entspricht entweder dem Basalkonglomerat oder den Limonit-Schwarten des Neukirchener Ockers. Beide Bildungen waren für das Parksteingebiet unbekannt (TILLMANN 1964). Die Glanzkohlen, die auch bei TILLMANN (1954, 1958, 1964) in unterschiedlicher zeitlicher Stellung angeführt werden, gehören vermutlich eher zum basalen Coniac, während die Friedersreuther Pflanzensandsteine zu der küstennahen Fazies des höheren überlagernden Veldensteiner Sandsteins zu stellen sind. Die Liegend-Serie (über 570 m NN) gehört damit m.E. nicht zum Alttertiär, sondern zum höheren Coniac bis evtl. Santon in den höheren Teilen. Marine Zeugen vergleichbar dem Hartmannshofer Sandstein konnten bisher noch nicht gefunden werden.

Der Albenreuther Schotter I zeichnet sich durch oval-plattige bis diskusförmige Gerölle vor allem in der Fraktion 10-25 cm Durchmesser aus. Diese Geröllform wird

verglichen mit rezenten Flußschwemmfächern. „Gegen die Möglichkeit einer randmarinen Prägung (ältere Oberkreide) spricht die paläogeographische Situation“ (KALOGIANNIDIS u. BRUNNACKER 1983: 80). M.E. ist diese Schlußfolgerung erstaunlich, denn gerade die paläogeographische Situation, wie sie von Geologen eingeschätzt wird, entspricht einer randmarinen Lage (vgl. Abb. 2).

Neueste Untersuchungen (DILL 1990) bestätigen meine Beobachtungen.

- Über einer basalen kaolinreichen Weißarkose (Oberturon und älter) folgen die „Rotton-Eisensandstein-Schichten“ mit Goethit-Pisolithen, -Geoden, -Konglomeraten, -Bänken und imprägniertem Sandstein. Von DILL werden diese Schichten, die auch in Bohrungen vorkommen, also keine jungen Eisenanreicherungen sind (wie in der älteren Literatur häufig angegeben wird), als Äquivalente des obersten Seugaster Sandsteins und Neukirchener Ockers nach Literaturangaben angesehen. Er kommt also zu dem gleichen Schluß, zu dem auch meine vergleichenden Untersuchungen geführt haben. Als Gerölle werden angegeben: Gangquarz, graue Quarzite, Glimmerquarzite, Kieselschiefer, Quarz- und Graphitphyllite, also gegen Verwitterung stabile Komponenten. Die Goethitanreicherungen können z.T. isohypsenparallel verfolgt werden und bilden Terrassenriedel. Es zeigt sich also auch hier, daß coniaczeitliche Erzhorizonte Flächen erzeugen können.
- Diskordant folgen hierüber glimmerreiche Arkosen und Tone, die „Friedersreuth-Formation“. Sie enthält auch Gerölle, aber nun z.T. auch verwitterungsunstabile Komponenten wie Granite, Gneise und Vulkanite neben stabilem Guttenberger Quarzit, Glimmer- und Serizitquarziten und Gangquarzen. Die Gerölle sind meist bis 10 cm groß und gut gerundet. Auf Grund des Glimmerreichtums parallelisiert DILL diese Schichten mit dem Oberen Coniac. Sie entsprechen z.T. der Liegend-Serie.
- Die jüngste Formation, die „Hesserberg-Formation“ mit dem extremgroben Geröllspektrum (bis über 50 cm) führt wieder Lydite, Guttenberger und andere Quarzite neben instabilen Komponenten. Als Alter wird Santon bis Campan angegeben mit tertiärer und quartärer Umlagerung in den obersten Teilen der Formation. Sie entspricht z.T. dem Albenreuther Schotter I.

Auch jüngste Untersuchungen von Mikrofossilien (KÜGEL 1992) ergaben kreidezeitliches Alter (oberes Santon bis unteres Campan) von Sedimenten im Parksteingebiet (Aufschluß bei Döltsch). Auf Grund einer Neubearbeitung der Pflanzenfossilien von GOTHAN (1941) und KNOBLOCH (1973) und wieder aufgefundenem Material aus Riggau ist alttertiäres Alter der Sedimente im Hessenreuther Gebiet möglich (SCHWEIGERT 1992). Vielleicht kann der eigene Samenfund von Friedersreuth zu einer Klärung des Expertenstreites beitragen.

Was die Geröllfunde in der Hollfelder und Veldensteiner Mulde anbelangt, so ist anzunehmen, daß Teile der Quarzite, Lydite und die Guttenberger Quarzite aus den primären Schüttungen in das Coniac-Meer stammen und zu den Geröllen der Rotton-Eisensandstein-Schichten und der Friedersreuth-Formation gehören. Welchen Anteil dabei die mitaufgearbeiteten Bestandteile des Buntsandsteins haben, der im Norden auch Lydite führt (SCHNITZER 1957), ist nicht zu entscheiden. Nach MÜLLER (1981) stammen die Lydite der Hollfelder und Pegnitzer Gerölle aus dem Fichtelgebirge (wobei auch Umlagerungen aus dem Buntsandstein möglich sind). Die typischen

Quarze des westlich gelegenen Coniacs, die m.E. aus dem Buntsandstein stammen, habe ich im Albenreuther Gebiet bisher noch nicht beobachtet. Wenn man davon ausgeht, daß es sich um verschwemmtes Material in einem küstennahen Brackwasser handelt, ist eine bunte Vermischung in den Gebieten abseits der Flußeinmündung nicht verwunderlich.

Aus diesen Ausführungen ergibt sich, daß die Albenreuther Schotter bis auf weiteres nicht geeignet sind, ein 'tertiäres' Alter der westlich gelegenen Sedimente zu beweisen. Wann die kretazischen Deckschichten abgetragen wurden, läßt sich nicht sagen, wahrscheinlich aber während des gesamten Tertiärs. Damit wären auch die Schwierigkeiten umgangen, durch jungtertiäre Flächenbildung allein ein so großes Sedimentpaket zu beseitigen.

Nach DILL (1990: 34) kommt es im Miozän zu einem Spaltenvulkanismus, der durch den Einbruch des Egertalgrabens kontrolliert wird. Der Aufstieg von basischen Magmen bei Parkstein wird durch den Schnittpunkt NNW (Schweinaab-Störung) und NE-streichender Störungszonen (Mulde von Parkstein) begünstigt. Die Absenkung im Zuge dieses Tertiärgrabenbruches führte zum Erhalt der Kreidesedimente im Vorland.

12.2 'Tertiär'-Sedimente im Sandsteinkeuper-Gebiet

Auf dem Schwanberg im Steigerwald wurden von DÖRRER (1966) wenige Geröll-Quarze gefunden. „Die zum Teil intensive rote Farbe deutet auf eine frühere Lage im Rotlehmverband hin. Im Vergleich mit derartigen Schottervorkommen z.B. auf den höchsten Teilen der Fränkischen Alb ... können die Schwanbergschotter als mindestens obermiozän, wenn nicht älter angesehen werden“ (DÖRRER 1966: 50). Es gibt aber auch eine Angabe von weißen, gut gerundeten Milchquarz-Kieseln, die wegen ihrer Größe nicht dem Blasensandstein entstammen können, „vielleicht aber höheren mesozoischen Schichten, vielleicht frühkänozoischen Konglomeraten“ (CHRISTA 1925: 46). Auch limonitisierte Sande wurden beobachtet (BRUNNACKER 1959a), die nach DÖRRER aber nur schwach kaolinhaltig sind; sie können daher auch nicht mit den Quarzgeröllen in Verbindung gebracht und als Reste einer tertiären Verwitterung angesehen werden (DÖRRER 1966: 45). Auf Grund dieser Angaben war zu hoffen, Reste des vermuteten Coniac-Meeres zu finden. Bei mehreren Begehungen in verschiedenen Jahren konnten gesammelt werden:

- etwa 30 Lydite, meist schwarz, z.T. kantengerundet, z.T. sehr gut gerundet; etwa 5 cm Durchmesser. Südlich des Gutshofes lagen etliche ausgebleichte, geschichtete, stark verwitterte Kieselschiefer noch in rot und grau gefärbtem Ton
- helle, stark verwitterte, löchrige Quarze, einige mit brauner Imprägnierung, ein rot gefärbter Quarz, alle etwa 3 bis 5 cm groß
- braune Malmhornsteine
- etwa 25 dunkelgraue bis dunkelgrüne Quarzite mit und ohne weiße Quarzgänge, die größten 7 cm, die kleinsten 1 cm, groß, sehr gut gerundet bis flach stengelig

- ein Abschlag von einem hellgrauen Kieselschiefer
- ein 10 cm großes Geröll aus feinkörnigem Sandstein mit Muschelabdrücken, das sehr an Hartmannshofer Sandstein erinnert. Da die Fossilien nach Prof. Groiss nicht bestimmbar sind, muß auf weitere Zufallsfunde gehofft werden.
- Glanzkohle, die z.T. gut gerundet ist. Die Menge der Funde mahnt aber zur Vorsicht. Es müssen erst vergleichende Untersuchungen gemacht werden, ob es sich um die gleichen Kohlen wie auf der Alb handelt.

Um auszuschließen, daß es sich um anthropogen herantransportiertes Geröllmaterial handelt, wurde die Sammlung Spath des Mainfränkischen Museums Würzburg, die Fundstücke des Schwanberges enthält, hinzugezogen. In allen festgestellten Steinzeitepochen sind bearbeitete Lydite vorhanden; geschliffen und durchbohrt wurden vor allem die Quarzite.

Es ist also sehr wahrscheinlich, daß ein vorhandenes Geröllager immer wieder Material lieferte. Nicht bearbeitet wurden die Quarze, ihr Vorhandensein auf dem Schwanberg spricht ebenfalls für dort anstehendes Material. Da dieses Geröllager westlich der Bohrstellen von DÖRRER liegt, ist ihr diese Fundstelle (465 bis 470 m) nahe bei dem höchsten Punkt des Schwanberges entgangen. Mehrere Lydite konnten auch westlich Birklingen gefunden werden, sie wurden wohl abgeschwemmt. Die limonitischen verfestigten Sande konnten leider nicht bestätigt werden, vielleicht fielen sie dem Parkplatz zum Opfer. Gerade die Abwesenheit von Kaolin könnte ein Indiz für frisch geschüttetes Coniac sein.

Die Erhaltung der alten vermutlich coniaczeitlichen Sedimente auf dem Schwanberg läßt sich damit erklären, daß es sich hier wieder um eine geologische Mulde - die Schwanberg-Mulde - handelt. Ob sich weiter im Osten auf die Fränkische Alb zu ebenfalls solche Sedimente befunden haben, läßt sich nicht sagen. Möglicherweise wurden sie nach Südosten zum mittelfränkischen Becken und nach Norden zum Main umgelagert.

Einen Hinweis, daß eine solche Verbindung bestanden hat, gibt es. Auf dem Malmplateau Neuseser Berg, der Verlängerung der Langen Meile nach SW im Blatt Forchheim, konnten Angaben von KRUMBECK (1956) bestätigt werden, der Fremdquarze zusammen mit braunem, erzeichem Lehm beobachtete.

Diese Quarze bestehen vor allem aus den weißen Milchquarz-Graupen und vereinzelt bis 5 cm großen braungefärbten Quarzen. Sie kommen bis zum letzten westlichen Acker der Hochfläche (bei 505 m) vor zusammen mit sehr vielen Bohnerzen und quarzreichen Derberzen und einem Stück limonitisierendem Holz. Das interessanteste aber ist, daß diese Schicht überlagert wird von fossilreichem braunem, glimmerhaltigem feinkörnigem Sandstein von der Feinkörnigkeit des Hartmannshofer Sandsteins. Die Muschelschalen sind z.T. noch erhalten. Da die Funde erst im Frühjahr 1994 gemacht wurden, steht eine Bestimmung noch aus. KRUMBECK beobachtete nördlich vom Neuseser Berg Knollen aus feinkörnigem Sandeisenerz mit versteinertem Holz, nicht aber den anstehenden fossilreichen Sandstein.

Die Schotter sind als zeitgleich mit den Eschlipper Schottern anzusehen (Blatt Buttenheim, zwischen 485-495 m). Eine eigene Fundstelle erbrachte dort:

- etwa 20 braune Mürb Quarze, die kleineren 3 cm, die größten über 10 cm
- 5 hellgraue geschichtete Kieselschiefer, der größte 5 cm, stark verwittert mit grubigen Radiolarienlöchern
- einen Glimmerquarzit, einen dunklen Quarzit mit weißen Quarzsprünge
- in etwas höherer Geländeposition sind die Äcker übersät mit Milchquarz-Graupen
- Derberz mit z.T. kugeligen Einzelkonkretionen und Quarzeinschlüssen
- Bohnerze und glimmerhaltige Toneisenstein-Gerölle
- eine 2,5 cm große Konkretion von schwarzem Ton
- ein Stück z.T. gerundete Glanzkohle erinnert an die Schwanbergvorkommen
- braune Malmhornsteine

Kartiert sind auf dem geologischen Blatt nur die ? Erzformation und Kallmünzer (MEYER 1979). Die Gerölle wurden offensichtlich nicht gesehen. KRUMBECK (1927: 21) fand auch Geschiebe von quarzitischem Material, das später limonitisiert wurde. Es handelt sich also wieder um die typische Coniac-Vergesellschaftung mit aufgearbeiteter präconiacischer Kreide, dem erzeichen Neukirchener Ocker zugehörigen Erz, den verschiedenen Brandungsgeröllen.

Die Milchquarz-Gerölle gibt es zusammen mit den Bohnerzen weiter nach Norden (Blatt Scheßlitz), wo auch jüngerer Glaukonitsandstein und ältere Vesicularis-Kreide beobachtet wurden (KUHN 1954, 1956). In Zusammenhang mit diesen Sedimenten sind auch sehr fossilreiche Sandsteine, ooidreiches Material, feinkörniger Sandstein vom Aussehen des Hartmannshofer Sandsteins, Derberz und Toneisenstein mit einem Muschelabdruck am Häsigknock (ö. Oberleinleiter, Blatt Buttenheim) bei 455 m über Malmkalk zu sehen. Die Funde wurden im Frühjahr 1994 gemacht, die Bestimmungen stehen noch aus. Auf Blatt Ebermannstadt liegen große Derberzbrocken bei Hundshaupten (bei 480 m), limonitisch verfestigte Kleingerölle n. Morschreuth (bei 480 m). MÜLLER (1959) fand auch die dunklen Tone. Fremdquarzanangaben von KRUMBECK (1927: 202) südlich Moggast konnten bestätigt werden.

Südlich anschließende Reste des Coniac-Meeres sind:

- der Emschersandstein von Blatt Gräfenberg (DORN 1959: 48); an der angegebenen Stelle bei Oberrüsselbach konnten die gleichen Muschelreste wie auf dem Neuseser Berg des Blattes Forchheim gefunden werden, auch die Höhe ist vergleichbar (505 m). Diese westlichsten bisher bekannten Coniac-Reste sind durch die Grenzziehung des Coniac-Meeres (Abb. 3) erfaßt.
- Die Stöppacher Funde bei Hersbruck liegen zwar außerhalb des bekannten Coniac-Meeres, lassen sich aber zwanglos einordnen.
- Der Hartmannshofer Sandstein bei etwa 480 m auf Blatt Alfeld setzt das Mittelconiac nach Süden fort.
- Wahrscheinlich sind die Muttergesteine der Monheimer Sande Coniac-Sedimente; die Beschreibung von feinkörnigem glimmerhaltigem Sandstein, der als Geröll in den

Monheimer Höhenganden vorkommt (zusammen mit braunen Hornsteinen, Lydit und Bohnerzen), entspricht sehr dem Hartmannshofer Sandstein. GALL und MÜLLER (1970) halten es für möglich, daß es sich um umgelagerte Oberkreide handelt.

- Als zeitgleich mit den Monheimer Sanden werden von diesen Autoren die Dietfurter Tone angesehen. KRUMBECK (1927) beschrieb in deren oberem Teil ein limonitisch verfestigtes Quarz-Lydit-Konglomerat mit limonitisiertem Holz und Limonit-Hohlkugeln. Diese grellroten Tone (von KRUMBECK als Tertiärtonen angesehen) erinnern ihn sehr an die bunten schottertragenden Tone von Pferrach-Michelfeld. M.E. handelt es sich hier wie dort um basales Coniac. Die vergleichbare Höhenlage bei etwa 450 m ist tektonisch bedingt (vgl. v. FREYBERG 1969: T. 5). Die Deutung KRUMBECKS wird von SCHMIDT-KALER (1976) nicht anerkannt.

Es wäre zu überprüfen, ob die Limonitisierung, die BRUNNACKER in weiten Bereichen des Sandsteinkeupers feststellte (BRUNNACKER 1973) und die bis zum Schwanberg reicht, in Zusammenhang mit dem Coniac-Meer steht. Es ist zu bedenken, daß BRUNNACKER in seinem ursprünglichen Arbeitsgebiet (Blatt Mistelgau) die Limonitisierung unrichtigerweise für postkretazisch hielt. Auch die Annahme, daß die Lyditgerölle jünger als die Süßwasserkalke seien, führten zu der Stellung dieser Limonitisierung ins Unterpliozän (BRUNNACKER 1970: Tab. 1). Die Einrumpfung der Keupersandsteinfläche hielt er für jünger, für ausgehendes Pliozän (BRUNNACKER 1970, 1973). Erst danach folgten die Lydite.

Der Hartmannshofer Sandstein weist keine echte Strandbildung auf, niemals Netzleisten, Wellenfurchen, Rippelmarken oder Kriechspuren (LEHNER 1934a: 118). Daraus ist auf ein ausgedehntes Küstengewässer von geringer aber gleichmäßiger Tiefe zu schließen. Treibholz wurde von Strömungen verdriftet. Die erstaunlich gleichbleibende Facies des Hartmannshofer Sandsteins ist wahrscheinlich dadurch bedingt, daß weite Bereiche westlich der Fundstellen am Jurawestrand eingeebnet waren. Wegen der unter dem Hartmannshofer Sandstein liegenden Gerölle und Erze ist diese Einebnungsphase wahrscheinlich mit der präconiacischen Erosionsphase und dem basalen Coniac identisch. Es ist zu überlegen, ob die Bleichung der Sandsteine des Sandsteinkeupers, die BRUNNACKER feststellte, mit dem Kaolinsandstein des Oberturons in zeitlichem Zusammenhang zu sehen ist. (Nach BORGER (1990) war in der Oberkreide der Sandsteinkeuper Lieferant der Quarze auf der Schwäbischen Alb.)

Welchen Anteil der noch in der Veldensteiner Mulde liegende Auerbacher Kellersandstein (Santon) an der weiteren Ausgestaltung der Flächen hat, ob die zum Campan gestellten Albenreuther Schotter bis zum Mittelfränkischen Becken gereicht haben, und ob Teile davon sekundär ins Becken umgelagert wurden, müßte neu untersucht werden. In der Reichelsdorfer Terrasse s. Nürnberg sind an etlichen Lyditen, aber auch an Fremdquarzen anhaftende Reste von Feldspatsandstein zu sehen, es besteht also der Verdacht, daß diese Gerölle in einem Sediment (Kreide?) eingelagert waren. Es kann sich natürlich auch um eine jüngere Verkittung handeln, aber die andere Möglichkeit erscheint nicht ganz abwegig.

Die Flächenspülung, die in sarmato-pontischer Zeit weite Teile Frankens nach der Meinung von BÜDEL eingeebnet haben soll, fand m.E. in der Kreide statt. Es waren z.T. terrestrische, z.T. marine Abtragungsvorgänge.

Durch die Überdeckung mit eisenhaltigen Sedimenten wurde die Fläche konserviert. Die Lyditfunde auf dem Schwanberg zeigen wahrscheinlich an, daß es keinen 'Urmain' gegeben hat, sondern eine flächenhafte Verbreitung von solchen Geröllen; die Eschlipper Schotter bilden die Brücke zu den auf der Alb liegenden Geröllen.

Eine mögliche klimatische Erklärung für die starke Schotterführung, die Erhaltung der verwitterungsinstabilen Komponenten wie Feldspat und Glimmer und die Ausfällung von Eisenerz läßt sich auch finden: Die Coniaczeit war eine innerkretazische Kaltzeit (KEMPER 1987). Das angebliche Pliozän mit der nicht mehr tropischen Verwitterung (HÖHL 1963) läßt sich also problemlos in die Kreidezeit stellen.

13 Konsequenzen für die Landschaftsgeschichte

Ausgangspunkt für die Untersuchung von Flächen auf der Nordalb war die Arbeitshypothese BÜDELS (1957), daß es wie in der Südalb eine landschaftsprägende sarmato-pontische Flächenspülung gegeben hat - unter dem Vorbehalt künftiger Forschung. Eine Stütze für diese Überlegung war die Beobachtung, daß Albrumpfflächen in die Albenreuther Schotter eingreifen, also gleichaltrig sein müssen. Die jüngste Altersdatierung dieser Schotter, auf die sich BÜDEL bezog, lautete Obermiozän. Damit wurde das sarmato-pontische Alter der Albrumpfflächen wahrscheinlich. Der Versuch von KALOGIANNIDIS, das tertiäre Alter der Schotter zu beweisen, ist hieraus zu verstehen.

BÜDEL (1957) beobachtete auf diesen als sarmato-pontisch eingeschätzten Flächen der Nordalb in Höhen zwischen 500 und 550 m eine flächenhafte Verbreitung von rotbraunen Alblehmen, die er für jungtertiäre fossile Bodenbildungen hielt. Nicht beachtet wurden von ihm, wie auch von späteren Bearbeitern, die die sarmato-pontische Rumpffläche bei 450 m, also 100 m tiefer ansetzten, daß es auf der Nordalb in geologischen Mulden (belegt durch Bohrungen) tiefer gelegene und in geologischen Sätteln höher gelegene Stellen (über 600 m) mit roten Bildungen gibt. In seiner späteren Abhandlung über die Reliefgenerationen auf der Nordalb (BÜDEL 1977) werden die Verhältnisse etwas differenzierter gesehen. „Die Frankenalb ist ein ebenso aufschlußreicher wie komplizierter Fall von Reliefgenerationen. Sie erfordert eine eigene Betrachtung. Die Untersuchungen sind noch im Gange“ (BÜDEL 1977: 224). Er geht von nur einem Oberkreidemeer aus, das den Nordzug der Frankenalb geschlossen überflutete (gemeint ist das Cenoman-Meer mit der basalen Erzformation, die er als Laterit deutet). Überlagert werden diese Schichten von Turon. Nicht berücksichtigt wurden jüngere marine Ablagerungen. Er kommt deshalb zu dem Schluß: „.... die Albhochfläche tritt im Inneren des Nordzuges in gleicher Höhe vom Malm auf die

Oberkreide über, erweist sich also auch damit als eine leicht flachwellige Rumpffläche oder ein System nahe beieinander liegender Rumpfflächen“ (BÜDEL 1977: 225). Die sarmato-pontische Rumpffläche in Höhe von etwa 560 m wird aber unverändert beibehalten (BÜDEL 1977: Fig. 65).

In der vorliegenden Arbeit wurde versucht, ‘die Oberkreide’ etwas zu differenzieren und dadurch einer morphologischen Betrachtung bessere Grundlagen zu liefern. Es stellte sich heraus, daß Flächen in Zusammenhang mit coniacischen Eisenanreicherungen zu sehen sind, die auf ältere Oberkreide und Malm übergreifen, weil es sich um eine jüngere marine Sedimentation handelt. Durch postconiacische Dislokationen wurden die Coniac-Schichten in unterschiedliche Höhen gebracht und unterschiedlich stark abgetragen, wobei die erzeichen Schichten freigelegt wurden und als jüngere Spülfläche erscheinen. Wenn von dem Coniac nicht mehr viel übrig ist, ergibt sich die Vorstellung von einer einzelnen flachwelligen oder mehreren nahe beieinander liegenden Rumpfflächen.

Da alle die ‘Tertiär’-Indizien für die Landschaftsgeschichte nicht verwendbar sind, bleibt wie im Veldensteiner Gebiet nur die Datierung mit Hilfe von Höhlenfunden übrig. Die Moggaster Höhle (Blatt Ebermannstadt) mit ihren zum höheren Pliozän gerechneten Fossilien nahe dem Eingang bei 535 m ist für diesen Zweck geeignet: „Die pliozäne Erosionsbasis reichte mindestens bis in das Niveau um 530 m über NN... Es muß demnach mindestens dem höheren Pliozän zugerechnet werden. Mit Sicherheit ist es damit möglich über der von SPÖCKER (1952) dem Altpleistozän zugeordneten „Sackdillinger Stufe“ eine weitere, ältere Erosionsfläche zu fixieren“ (GROSS 1993: 81). Für detaillierte Aussagen zur Landschaftsgeschichte hält GROSS die zur Verfügung stehenden Daten noch für zu gering.

Mit dem geologischen Erklärungsansatz für Teilflächen auf der Nordalb läßt sich manche Diskrepanz bei der Höhenlage beseitigen. Ob es im Pliozän und Quartär noch eine zusätzliche Flächenüberprägung in Form von ‘Niveaus’ gegeben hat, läßt sich dann vielleicht besser erkennen.

14 Zusammenfassung

Vergleichende Untersuchungen von erzhaltigen Sedimenten auf der Frankenalb liefern Argumente dafür, daß weder die Deutung als Tertiärsedimente noch die alleinige Zuordnung zur cenomanen Erzformation den Tatsachen gerecht wird. In den meisten Fällen handelt es sich um Ablagerungen des Coniac-Meeress. Gleichaltrig sind offenbar die als tertiär angesehenen Lydit- und Quarzgerölle. Das als sarmato-pontisch eingestufte Rumpfflächensystem entstand in der Coniac-Zeit. Zuverlässige Daten über den Zeitpunkt der Abtragung der Kreidesedimente liefert bisher nur die Höhlenfauna.

15 Dank

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit verdanke ich Herrn Prof. Dr. K.-H. Pfeffer, der mir die Teilnahme an mehreren Exkursionen in seinem Arbeitsgebiet ermöglichte. Herr Prof. Dr. J. Th. Groiss begutachtete meine Fossilfunde und überprüfte dunkle Tone auf ihren Fossilinhalt. Dafür schulde ich ihm herzlichen Dank. Herr Dr. S. Schöffler stellte mir freundlicherweise die Belegsammlung von Leube zur Verfügung. Großen Anteil am Zustandekommen der Arbeit hat mein verehrter Lehrer Herr Prof. Dr. F. Tichy. Er hat auf Exkursionen und bei Besprechungen stets großes Interesse an den langwierigen Untersuchungen gezeigt und durch manchen Hinweis ihr Fortschreiten gefördert.

Literatur

- BADER, Kurt u. FISCHER, Klaus. 1987: Das präriesische Relief in den Malmkalken im südöstlichen Riesvorland (Riestrümmermassengebiet). In: Geol. Bl. NO-Bayern 37: S. 123-142.
- BAUBERGER, Wilhelm; HAUNSCHILD, Hellmut; SCHNEIDER, Eckart Friedrich u. TILLMANN, Heinz. 1960: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6437 Hirschau. München.
- BAUBERGER, Wilhelm u. STREIT, Reinhart. 1982: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6538 Schmidgaden. München.
- BIRZER, Friedrich. 1939: Verwitterung und Landschaftsentwicklung in der südlichen Frankenalb. In: Z. dtsh. Geol. Ges. 91: S. 1-57.
- BORGER, Harald. 1990: Bohnerze und Quarzsande als Indikatoren paläogeographischer Verwitterungsprozesse und der Altreliefgenese östlich von Albstadt (Schwäbische Alb). Kölner Geogr. Arb. 52.
- BORGER, Harald. 1993: Monheimer Höhensande, Transport- und Verwitterungsphasen im Dünn-schliff und Elektronenmikroskop. In: Geol. Bl. NO-Bayern 43: S. 247-270.
- BRUNNACKER, Karl. 1949: Geologische Aufnahme der Störungszone zwischen Waischenfeld und Hollfeld. Dipl. Arb. (unveröff.) Erlangen.
- BRUNNACKER, Karl. 1951: Zur Landschaftsgeschichte des Juragebietes westlich Bayreuth. In: Geol. Bl. NO-Bayern 1: S. 57-63.
- BRUNNACKER, Karl. 1955: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6034 Mistelgau. München.
- BRUNNACKER, Karl. 1959a: Erläuterungen zur Bodenkarte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6227 Iphofen. München.
- BRUNNACKER, Karl. 1959b: Jungtertiäre Böden in Nordbayern. In: Geol. Bl. NO-Bayern 9: S. 55-63.
- BRUNNACKER, Karl. 1961: Die Böden. In: Haarländer, Wilhelm: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6434 Hersbruck. München: S. 51-56.
- BRUNNACKER, Karl. 1970: Reliktböden und Landschaftsgeschichte zwischen Frankenhöhe und Rednitz-Tal. In: Geol. Bl. NO-Bayern 20: S. 1-17.
- BRUNNACKER, Karl. 1973: Gesichtspunkte zur jüngeren Landschaftsgeschichte und zur Flußentwicklung in Franken. In: Z. Geomorph. N.F. Suppl. 17: S. 72-90.

- BÜDEL, Julius. 1957: Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. In: Würzburger Geogr. Arb. 4/5: S. 5-46.
- BÜDEL, Julius. 1977: Klima-Geomorphologie. Berlin, Stuttgart.
- CHRISTA, Emanuel. 1925: Der Schwanberg im Steigerwald. Mit einer geologischen Karte 1 : 25 000. München.
- CRAMER, Helmuth. 1928: Untersuchungen über die morphologische Entwicklung des Fränkischen Karstgebietes. In: Abh. Naturhist. Ges. Nürnberg 22,7: S. 243-326.
- CRAMER, Helmuth. 1935: Ein Jura-Kreide-Grenzprofil aus dem Veldensteiner Forst. In: Die Fränk. Alb 22: S. 53-56.
- CRAMER, Helmuth. 1937: Ein eiszeitliches Stauchungsprofil an der Reichsautobahn bei Plech (Ofr.). In: Zbl. Mineral. usw. B 10: S. 388-394.
- DIEZ, Theodor. 1973: Bodenkarte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6434 Hersbruck. München.
- DILL, Harald. 1990: Die Beckenentwicklung in der Oberkreide und dem Permokarbon zwischen Parkstein und Erbdorf (Oberpfalz/NE Bayern): Im Vergleich. In: Erlanger geol. Abh. 118: S. 1-42.
- DONGUS, Hansjörg. 1974: Schichtflächen in Süddeutschland. In: Heidelberger Geogr. Arb. 40: S. 249-268.
- DORN, Paul. 1929: Die Farberdelagerstätten Bayerns. München.
- DORN, Paul. 1958: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6333 Gräfenberg. München.
- DÖRRER, Ingrid. 1966: Die tertiäre und periglaziale Formgestaltung des Steigerwaldes, insbesondere des Schwanberg-Friedrichsberg-Gebietes. Bad Godesberg.
- ENGELHARDT, Hermann. 1905: Tertiärpflanzen von Pressat in der Oberpfalz. In: Ber. naturwiss. Ver. Regensburg 1903/4: S. 1-15.
- EXLER, Hans Joachim. 1957: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6234 Pottenstein. München.
- FREYBERG, Bruno von. 1940: Der Werdegang der Kreide-Erzbecken von Auerbach/Oberpfalz. In: Z. dtisch. Geol. Ges. 92: S. 400-416.
- FREYBERG, Bruno von. 1952: Geologie der Fränkischen Alb zwischen Pegnitz und Auerbach/Opf. Erlanger geol. Abh. 2.
- FREYBERG, Bruno von. 1953a: Zur Stratigraphie von Jura und Kreide bei Vilseck-Freihung (Opf.). In: Neues Jb. Geol. u. Paläontol., Abh. 97: S. 271-282.
- FREYBERG, Bruno von. 1953b: Tektonische Entwicklung der Erzdoline von Großenfalz bei Sulzbach (Opf.). In: Geol. Bl. NO-Bayern 3: S. 1-13.
- FREYBERG, Bruno von. 1961: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6235 Pegnitz. München.
- FREYBERG, Bruno von. 1969: Tektonische Karte der Fränkischen Alb und ihrer Umgebung. Erlanger geol. Abh. 77.
- GALL, Horst u. MÜLLER, Dieter. 1970: Die Monheimer Höhensande. In: Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. N.F. 52: S. 113-131.
- GALSTERER, Bruno. 1935: Stratigraphie und Tektonik bei Freihung und Pappenberg. Nürnberg.
- GOETZE, Fritz; MEYER, Rolf K. F. u. TREIBS, Walter. 1975: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6334 Betzenstein. München.

- GOTHAN, Walther. 1941: Über eine kleine Oberkreide-Flora von Friedersreuth bei Neustadt a.d. Waldnaab/Opf. In: Jahrb. Reichsst. f. Bodenf. 60: S. 240-247.
- GOTTWALD, Helmut. 1959: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6133 Muggendorf. München.
- GRAUL, Hans. 1963: Konsequenzen aus J. Büdels Hypothese von der sarmato-pontischen Spülfläche in Süddeutschland. In: Ber. zur deutschen Landesk. 31: S. 33-49 (Festschrift Huttenlocher).
- GROSS, Josef Theodor. 1993: Die Höhle von Moggast. Bisherige Funde und neue Erkenntnisse zur Landschaftsentwicklung. In: Geol. Bl. NO-Bayern 43: S. 73-84.
- GUDDEN, Helmut. 1984: Zur Entstehung der nordostbayerischen Kreide-Eisenerzlagerstätten. In: Geol. Jb. D.66: S. 3-49.
- GÜMBEL, Carl Wilhelm von. 1891: Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden Fränkischen Keupergebiete. Cassel.
- HAARLÄNDER, Wilhelm. 1961: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6434 Hersbruck. München.
- HABBE, Karl-Albert. 1989: Der Karst der Fränkischen Alb - Formen, Prozesse, Datierungsprobleme. In: TICHY, Franz u. GÖMMEL, Rainer (Hg.): Die Fränkische Alb. Schriften des Zentralinstituts für Fränkische Landeskunde und Allgemeine Regionalforschung an der Universität Erlangen-Nürnberg 28: S. 35-76.
- HANTKE, René. 1993: Flußgeschichte Mitteleuropas. Stuttgart.
- HELLER, Florian. 1963: Eine altquartäre Wirbeltierfauna des unteren Cromerium aus der nördlichen Frankenalb. In: N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 118: S. 1-20.
- HÖHL, Gudrun. 1963: Die Siegritz-Voigendorfer Kuppenlandschaft. In: Mitt. Fränk. Geogr. Ges. 10: S. 211-223.
- HÖHL, Gudrun. 1982: Zur Geomorphologie der mittleren Frankenalb. In: Abh. z. Karst- u. Höhlenkunde A. 17: S. 85-90.
- KALOGIANNIDIS, Konstantinos. 1981: Geologische Untersuchungen zur Flußgeschichte der Naab (NO-Bayern). Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 40.
- KALOGIANNIDIS, Konstantin u. BRUNNACKER, Karl. 1983: Der Albenreuther Schotter und seine Bedeutung für die Landschaftsgeschichte von Nordost-Bayern. In: Z. Geomorph. N.F. 27: S. 65-91.
- KEMPER, Edwin. 1987: Das Klima der Kreidezeit. In: Geol. Jb. A. 96: S. 5-185.
- KLEBER, Arno. 1987: Die jungtertiäre und ältestquartäre Entwicklung von Flächen und Tälern im nördlichen Vorland der Südlichen Frankenalb. Bayreuther Geowissenschaftl. Arb. 10.
- KLOCKMANN, Friedrich. 1908: Die eluvialen Brauneisenerze der nördlichen Fränkischen Alb bei Hollfeld in Bayern. In: Stahl und Eisen, Z. deutsch. Eisenhüttenwesen 53: S. 1913-1919. Düsseldorf.
- KNOBLOCH, Erwin. 1973: Debeya insignis (Hosius et V.D. Marck) KNOBLOCH aus dem Senon von Friedersreuth (Oberpfalz). In: Geologica Bavarica 67: S. 172-176.
- KOHLER, Ernst. 1903: Die Amberger Erzlagerstätten. In: Geogn. Jh. 15 (1902): S. 11-56.
- KRUMBECK, Lothar. 1918: Marines Zenoman auf dem nördlichen Frankenjura bei Hollfeld. In: Sitz.-Ber. Phys.-med. Soz. Erlangen 48/49 (1916/17): S. 345-372.
- KRUMBECK, Lothar. 1920: Über die Freihölser Großschotter im Vorland der Blauen Berge bei Amberg. In: Geogn. Jh. 23: S. 23-32.
- KRUMBECK, Lothar. 1924: Emschersandstein auf dem nördlichen Frankenjura bei Hartmannshof. In: Sitz.-Ber. Phys.-med. Soz. Erlangen 54/55 (1922/23): S. 84-88.

- KRUMBECK, Lothar. 1925: Zur Kenntnis der Tithonrelikten und anderer Restgesteine auf dem Frankenjura und im Regnitzbecken. In: Sitz.-Ber. Phys.-med. Soz. Erlangen 54/55 (1922/23): S. 216-276.
- KRUMBECK, Lothar. 1927: Zur Kenntnis der alten Schotter des nordbayerischen Deckgebirges. Ein Beitrag zur älteren Flußgeschichte Nordbayerns. In: Geol. u. paläontol. Abh. N.F. 15,3: S. 183-317.
- KRUMBECK, Lothar. 1941: Die Fauna des Turonsandsteins von Seugast bei Vilseck (Obpfz.). In: Z. dtsh. Geol. Ges. 93: S. 1-24.
- KRUMBECK, Lothar. 1956: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000 Blatt Nr. 6232 Forchheim. München.
- KÜGEL, Hans-Werner. 1992: Normapolles der Oberkreide Bayerns (Santon/Campan). Diss. Erlangen.
- KUHN, Oskar. 1954: Relikte mariner Kreide bei Tiefenellern und Lindach. In: Geol. Bl. NO-Bayern 4: S. 109.
- KUHN, Oskar. 1956: Neue Oberkreiderelikte von der nördlichen Frankenalb. In: Ber. Naturf. Ges. Bamberg 35: S. 9-11.
- LEHNER, Leonhard. 1924: Die Gliederung der fränkischen albüberdeckenden Kreide. In: Cbl. Mineral. usw. B. 6: S. 176-181.
- LEHNER, Leonhard. (Hg. DEHM). 1933: Der Neukirchener Ocker. In: Cbl. Mineral usw. B. 4: S. 210-217.
- LEHNER, Leonhard. (Hg. DEHM). 1934a: Der Hartmannshofer Sandstein. In: Cbl. Mineral usw. B. 3: S. 111-119.
- LEHNER, Leonhard. (Hg. DEHM). 1934b: Der Betzensteiner Kreidekalk. In: Cbl. Mineral. usw. B. 9: S. 368-377.
- LEHNER, Leonhard. (Hg. DEHM). 1935: Über das Turon auf dem Fränkischen Jura. In: Cbl. Mineral usw. B. 11: S. 423-438.
- LEHNER, Leonhard. (Hg. DEHM). 1936: Zur Lagerung, Schichtfolge und Paläogeographie der fränkischen Kreide. In: Cbl. Mineral. usw. B. 9: S. 362-369.
- LEHNER, Leonhard. (Hg. DEHM). 1937: Fauna und Flora der fränkischen albüberdeckenden Kreide. I. und II. In: Palaeontographica 85 (A): S. 115-228; Palaeontographica 87 (A): S. 159-226.
- LEMCKE, Kurt. 1985: Flußfracht von Ur-Main und Ur-Naab in der Schweiz und im deutschen Molassebecken. In: Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. 51/121: S. 13-21.
- LEUBE, Alfred. 1953: Geologie des Veldensteiner Forstes. Diss. Erlangen.
- LEUBE, Alfred. 1954: Geologie des Veldensteiner Forstes. In: Geol. BL. NO-Bayern 4: S. 60-68.
- LIPPERT, Helmut. 1975: Die Oberflächenformung des Karstes der Mittleren Frankenalb, unter besonderer Berücksichtigung der Kuppenalb. Ein morphologischer und pedologischer Beitrag. Diss. Erlangen.
- LOUIS, Herbert. 1984: Zur Reliefentwicklung der Oberpfalz. In: Relief-Boden-Paläoklima 3: S. 1-66.
- LÖWENGART, Stefan. 1924a: Zur Talgeschichte der Pegnitz. In: Cbl. Mineral. usw. B. S. 373-377.
- LÖWENGART, Stefan. 1924b: Beiträge zur Tektonik, Morphologie und Talgeschichte des oberen Pegnitzgebietes unter Berücksichtigung des benachbarten Rednitz-Regnitztales. Diss. Tübingen.
- MEYER, Rolf K. F. 1972: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6033 Hollfeld. München.
- MEYER, Rolf K. F. 1979: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6132 Buttenheim. München.

- MEYER, Rolf K. F. 1981: Kreide nördlich der Alpen. In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. München. 3. Aufl.: S. 68-70, 74-78.
- MEYER, Rolf K. F. 1983: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6535 Alfeld. München.
- MEYER, Rolf K. F. 1984: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6635 Lauterhofen. München.
- MEYER, Rolf K. F. 1989: Die Entwicklung der Kreidesedimente im Westteil der Bodenwöhrer Senke. In: Erlanger geol. Abh. 117: S. 53-96.
- MEYER, Rolf K. F. u. SCHMIDT-KALER, Hermann. 1992: Wanderungen in die Erdgeschichte (5). Durch die Fränkische Schweiz. München.
- MÜLLER, Klaus W. 1959: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6233 Ebermannstadt. München.
- MÜLLER, Ulrich G. 1981: Die Schotter im Vorland von Frankenwald und Fichtelgebirge unter besonderer Berücksichtigung der Kieselschiefer-Gerölle. Diss. Köln.
- OSCHMANN, Fritz. 1958: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 7038 Bad Abbach. München.
- PAFF, Friedrich W. 1920: Zur Entstehung einiger Eisenerzvorkommen auf dem Fränkischen Jura. In: Z. prakt. Geol. 11: S. 165-180.
- PFEFFER, Karl-Heinz. 1986: Das Karstgebiet der nördlichen Frankenalb zwischen Pegnitz und Vils. In: Z. Geomorph. N.F. Suppl. 59: S. 67-85.
- PFEFFER, Karl-Heinz. 1990: Relief und Reliefgenese – wichtige Parameter im Geoökosystem der Frankenalb. In: Tübinger Geogr. Studien 105: S. 247-266.
- RÜCKERT, Leonhard. 1933: Zur Flußgeschichte und Morphologie des Rednitzgebietes. Sitz.-Ber. Phys.-med. Soz. Erlangen 63/64 (1931/32): S. 371-424.
- RÜCKERT, Leonhard. 1941: Über Obermiozän und alte Schotter in Franken. In: Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F. 30: S. 120-125.
- RUPPERT, Hans. 1984: Physiko-chemische Betrachtungen zur Entstehung der Kreide-Eisenerz-Lagerstätten in Nordost-Bayern. In: Geol. Jb. D. 66: S. 51-75.
- RUTTE, Erwin. 1987: Rhein, Main, Donau: wie-wann-warum sie wurden; eine geologische Geschichte. Sigmaringen.
- SCHIRMER, Wolfgang. 1985: Malm und postjurassische Landschafts- und Flußgeschichte auf der Obermain- und Wiesentalb. In: Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F. 67: S. 91-106.
- SCHMIDT-KALER, Hermann. 1974: Nachweis der Überlagerung von Bunter Breccie durch Monheimer Höhengande. In: Geol. Bl. NO-Bayern 24: S. 101-105.
- SCHMIDT-KALER, Hermann. 1976: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7031 Treuchtlingen. München.
- SCHMIDT-KALER, Hermann. 1977: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6534 Happurg. München.
- SCHMIDTILL, Ernst. 1926: Zur Stratigraphie und Faunenkunde des Doggersandsteins im nördlichen Frankenjura. Palaeontographica 67/68.
- SCHNITZER, Walter Alexander. 1957: Die Lithologie und Paläogeographie des Buntsandsteins am Westrand der Böhmisches Masse. Erlanger Geol. Abh. 24.
- SCHRÖDER, Bernt. 1968: Zur Morphogenese im Ostteil der Süddeutschen Scholle. In: Geol. Rdsch. 58: S. 10-32.

- SCHRÖDER, Berndt. 1971: Daten und Probleme der Flußgeschichte und Morphogenese in Ostfranken. In: Mitt. Fränk. Geogr. Ges. 18: S. 163-181.
- SCHRÖDER, Berndt. 1987: Die Sedimente des Hessenreuther Forstes (NE-Bayern) – eine Richtstellung. In: N. Jb. Geol. Paläont. Mh.: S. 297-306.
- SCHWEIGERT, Günter. 1992: Zur Altersstellung der Floren von Riggau und Friedersreuth (Hessenreuther Forst, Oberpfalz) mit Beschreibung von *Styrax hradekense* (KVACEK & BUZEK) n. comb. In: Geol. Bl. NO-Bayern 42: S. 229-244.
- SEEMANN, Reinhold. 1925: Die geologischen Verhältnisse längs der Amberg-Sulzbacher und Auerbach-Pegnitzer Störung. Abh. Naturhist. Ges. Nürnberg 22,3: S. 93-149.
- SPÖCKER, Richard G. 1952: Zur Landschafts-Entwicklung im Karst des oberen und mittleren Pegnitz-Gebietes. Forsch. z. dtsh. Landesk. 58.
- TILLMANN, Heinz. 1940: Ergebnisse der geologischen Aufnahme der Freihunger Störungszone, Blatt Kaltenbrunn Nr. 166 (Oberpfalz). In: Z. dtsh. Geol. Ges. 92: S. 541-564.
- TILLMANN, Heinz. 1954: Die Kreide in Nordostbayern. In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000: S. 85-94. München.
- TILLMANN, Heinz. 1958: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6337 Kaltenbrunn. München.
- TILLMANN, Heinz. 1964: Die Kreide. In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 500 000. München, 2. Aufl.: S. 141-169.
- TILLMANN, Heinz. 1986: Neue Erkenntnisse zur Landschaftsgeschichte des Cenomans in Ostbayern und zur Frage der altcenomanen Meeresingression. In: Erlanger geol. Abh. 113: S. 137-152.
- TILLMANN, Heinz; TREIBS, Walter u. ZIEHR, Heinz. 1963: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6537 Amberg. München.
- TILLMANN, Heinz u. TREIBS, Walter. 1967: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6335 Auerbach. München.
- TILLMANN, Wolfgang. 1977: Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg/Donau und Regensburg. Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln 30.
- TILLMANN, Wolfgang. 1980: Zur plio-pleistozänen Flußgeschichte von Donau und Main in Nordostbayern. In: Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F. 62: S. 199-205.
- TREIBS, Walter; GOETZE, Fritz u. MEYER, Rolf K. F. 1977: Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 6435 Pommelsbrunn. München.
- TRUSHEIM, Ferdinand. 1935: Die geologische Geschichte Südostdeutschlands während der Unterkreide und des Cenomans. In: Neues Jb. Min. usw. Beil.-Bd. 75 B.: S. 1-108.
- WARRLICH, Maximiliane u. HABBE, Karl-Albert. 1993: Das Hamberger Hohlloch. Untersuchungen zu Gestalt, Formenschatz und Genese einer Karsthöhle. In: Mitt. Fränk. Geogr. Ges. 40: S. 61-80.
- WIPPERN, Jobst. 1955: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 6134 Waischenfeld. München.
- WITTMANN, Otto. 1982: Paläoböden in Nordbayern und im Tertiärhügelland. In: Geol. Jb. F. 14: S. 45-62.
- WURM, Adolf. 1933: Zur Morphogenese von Südostdeutschland. In: Geol. Rdsch. 23a: S. 237-247.
- WURM, Adolf. 1934: Zur Geschichte der tertiären Flußsysteme im Osten Bayerns. In: Neues Jb. Min. usw. Beil.-Bd. 71 B.: S. 165-193.
- ZIEGLER, Josef. 1957: Die Fauna des Cardientones der Oberpfalz und die Bedeutung der Foraminiferen für seine Altersbestimmung (Coniac). In: Geologica Bavarica 30: S. 55-86.

