

Die äolischen Sandablagerungen vor dem Stufenhang der Nördlichen Frankenalb –

Probleme, Beobachtungen, Schlußfolgerungen

von

KARL ALBERT HABBE

mit 37 Abbildungen und 4 Beilagen

Inhaltsübersicht

1	Einführung	2
2	Offene Fragen	2
3	Befunde	
3.1.	Lorenzer Reichswald	
3.1.1	Beobachtungsgrundlagen	4
3.1.2	Geländeoberfläche und Quartärbasis	5
3.1.3	Detailbeobachtungen und deren Deutung	
3.1.3.1	Die Basis-Schwenmsande	8
3.1.3.2	Flugsande	15
3.1.3.3	Dünen und Dünensande (I)	17
3.1.3.4	Dünensande (II) und Bleichhorizont	25
3.1.4	Zwischenergebnisse	26
3.2	Raum Neumarkt	
3.2.1.	Beobachtungsgrundlagen	
3.2.2	Geländeoberfläche und Quartärbasis	28
3.2.3	Detailbeobachtungen und deren Deutung	
3.2.3.1	Korngrößenverteilungen	31
3.2.3.2	Vertikalgliederung	
3.2.3.2.1	Generelles	34
3.2.3.2.2	Die Schichtfolge am Unterhang der Schichtstufe	36
3.2.3.2.3	Schichtfolgen im Talgrund	37
3.2.3.2.4	Eine Schichtfolge auf der Albhochfläche	46
3.2.3.3	Morphologische Zusammenhänge	49
3.3	Zum Problem postglazialer Sandumlagerungen: das Beispiel Rüblanden	55
4	Zusammenfassung	61
	Literatur	65

1 Einführung

Zwischen (Erlanger) Schwabach und (Wendelsteiner) Schwarzach einerseits, im Talpaß von Neumarkt andererseits verzeichnen die geologischen Karten aller Maßstäbe ausgedehnte Vorkommen von *Flugsanden* (Abb. 1). Westgrenze der Vorkommen ist der Talzug Rednitz-Regnitz, Ostgrenze – sieht man von den besonderen Verhältnissen bei Neumarkt ab – die Weißjura-(„Malm“-)Schichtstufe der Frankenalb. Im Gelände fallen die Flugsandablagerungen kaum auf, weil es sich um zwar wechselnd, in der Regel jedoch um wenig mächtige Sanddecken ohne Eigenformen über älteren Liegendschichten handelt. Nur gelegentlich sind auch morphologisch faßbare *Dünenformen* entwickelt. Der Korngröße nach handelt es sich bei den Flugsanden vorwiegend um Mittelsande (Abb. 11)¹⁾, die als Verwitterungsprodukt der Sandsteine des Keupers (und nicht etwa des – am Unterhang der Schichtstufe ausstreichenden – viel feinerkörnigen Dogger-(„Braunjura“-)Sandsteins) anzusprechen sind. Sie müssen daher von Winden aus westlichen Richtungen transportiert und abgelagert worden sein. Da äolischer Materialtransport nur bei weitgehender Vegetationslosigkeit möglich ist, können Flugsande und Dünen nur aus der letzten („Würm“- oder „Weichsel“-)Eiszeit stammen, in der das Gebiet letztmals ohne Vegetationsbedeckung war. Da sie aber vielfach den gleichfalls aus der letzten Eiszeit stammenden, die Hochwasserbetten der heutigen Flüsse säumenden *Hauptterrassen* aufsitzen, hat man ihre Ablagerung – im wesentlichen – ins Spätglazial gestellt (KRUMBECK 1950, BERGER 1951, BRUNNACKER 1955, zusammenfassend: BERGER 1978). Bereits BRUNNACKER (1959) hat aber zeigen können, daß mächtigere Flugsandprofile oft mehrschichtig und Sandablagerungen offenbar auch noch im Postglazial vorgekommen sind, und er hat die Flugsande entsprechend drei Bildungsphasen („Stufen“-I-III) im Spät- und Postglazial zugewiesen.

2 Offene Fragen

Obwohl also Bildungsmechanismus und Bildungszeit der Flugsanddecken und Dünen im Prinzip geklärt sind, blieb bis in die 80er Jahre eine ganze Reihe von Fragen unbeantwortet:

1. Wenn die erste Voraussetzung für äolischen Materialtransport Vegetationslosigkeit ist, muß es überraschen, daß die Flugsande nur im Spätglazial transportiert und abgelagert worden sein sollen. Schließlich ist das andere – wesentlich verbreitetere, aber gerade in Mittelfranken seltener vorkommende – kaltzeitliche äolische Sediment, der Löß, kaum mehr im Spätglazial, sondern vor allem im Hochglazial der letzten Eiszeit abgelagert worden. Weshalb dieser Unterschied?
2. Wenn die Flugsande von westlichen Winden transportiert und abgelagert worden sind, müßten sie entweder über die Alb hinweg transportiert oder aber vor der Albstufe zu großen Mächtigkeiten – größeren jedenfalls als es in der Regel der

Die äolischen Sandablagerungen

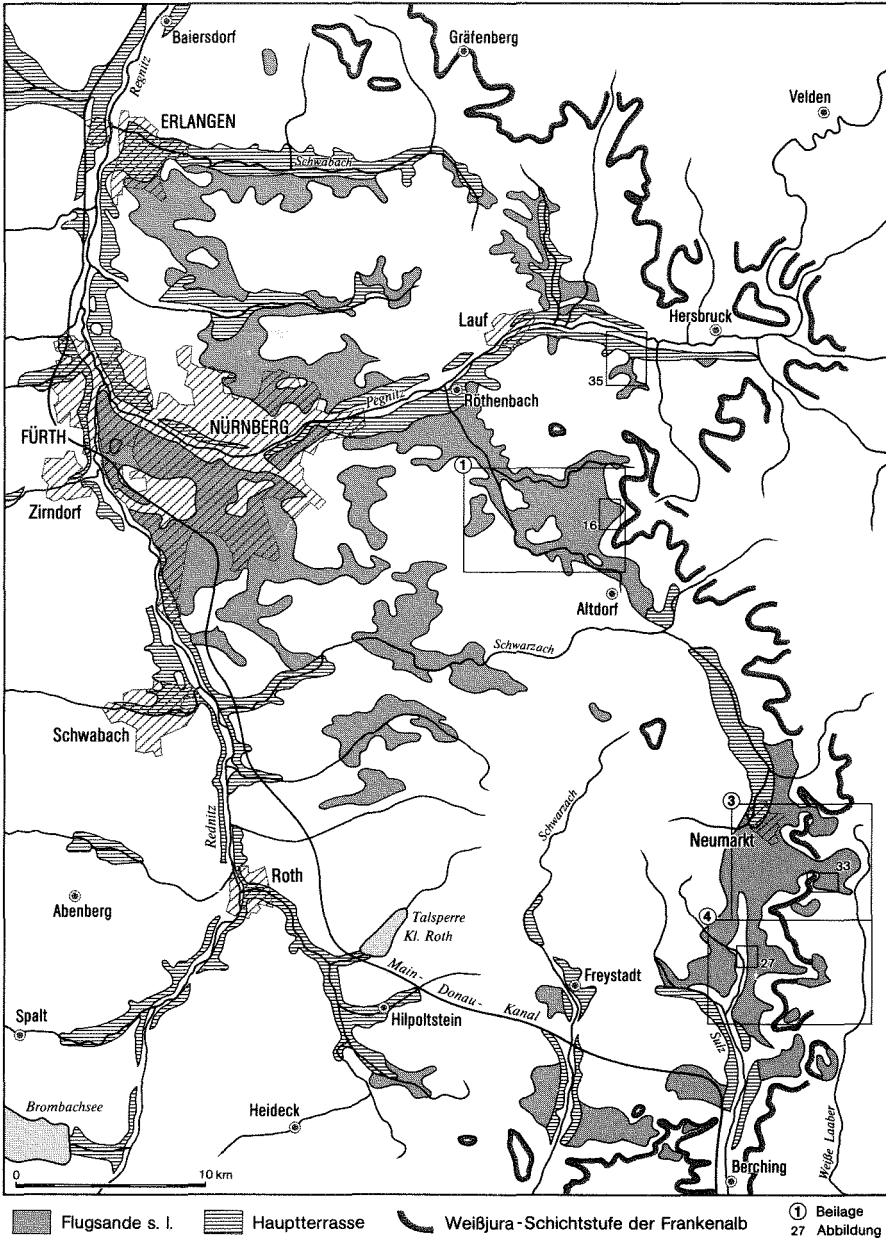


Abb. 1: Die äolisch eingetragenen Sandablagerungen vor dem Stufenhang der Nördlichen Frankenalb, ihr topographischer Rahmen und die Lage der im Text enthaltenen oder als Beilage beigefügten Karten (nach HAUNSCHILD & JERZ 1981, ergänzt). Maßstab 1:400000

Fall ist – aufgehäuft worden sein. Tatsächlich gibt es solche Fälle (s.u.S. 29f.), aber sie bilden die Ausnahme. Warum?

3. Die Dünen sind das jüngste Glied in der Folge der Flugsandakkumulationen. Weshalb sind sie erst so spät in der ohnehin kurzen Bildungszeit der äolischen Sandablagerungen entstanden, und was war der Anlaß dafür?
4. Die Dünen treten meist in kleinen Schwärmen, gelegentlich auch als Einzelformen auf. Oft sind es nur sanfte Hügel von eher unspezifischer Form. Größere Dünen sind meist als Längsdünen ausgebildet. Ausgeprägte wallförmige Querdünen sind dagegen seltener. Diese Formenunterschiede haben offenbar genetische Gründe. Aber welche?

Diese Fragen standen im Hintergrund einer Serie von Gelände- (und Labor-) Praktika, die in den 70er und Anfang der 80er Jahre in den Flugsandgebieten Mittelfrankens und der Oberpfalz durchgeführt wurden. Aus der Praktikumsarbeit ergab sich eine Reihe von Zulassungsarbeiten zur 1. Staatsprüfung für das Lehramt an Gymnasien (LEOPOLD 1975, WITTMANN 1978, LIEBRICH 1978, MIHL 1978, RUNGE 1979, HANNA 1979, WIMMER 1980, SCHUMANN 1980, PÖSL 1981, WEBER 1981, REGER 1982, WALTHER 1982). Über die Ergebnisse ist mehrfach auf Tagungen berichtet (HABBE 1973, 1974, 1977, 1980, 1988, 1989), einige sind auch publiziert worden (HABBE, MIHL & WIMMER 1981, HABBE & REGER 1985), eine zusammenfassende Darstellung hat es jedoch nicht gegeben. Da aber die Resultate der damaligen Untersuchungen ihre Bedeutung auch heute noch – und auch im überregionalen Kontext – nicht verloren haben, zudem manche Beobachtungen heute nicht mehr gemacht werden können, weil viele der seinerzeit noch offenen Aufschlüsse inzwischen den Weg so vieler Quartäraufschlüsse gegangen sind – sie wurden ausgeräumt, rekultiviert, verfüllt, manche sind auch nur zugewachsen –, sei im folgenden in gedrängter Form dargestellt, was damals erarbeitet wurde.

3 Befunde

3.1 Lorenzer Reichswald

3.1.1 Beobachtungsgrundlagen

Anlaß zur Beschäftigung mit Fragen des äolischen Sandtransports waren Beobachtungen in den großen Sandgruben westlich der Straße Altdorf-Leinburg am Ostrand des Lorenzer Reichswalds, die heute alle aufgelassen und rekultiviert sind, in den 70er und 80er Jahren aber noch im rasch fortschreitenden Abbau begriffen waren und daher immer wieder neue Einblicke in die hier überraschend mächtigen Sandablagerungen boten. Außerdem gab es zwei weitere Gründe, gerade im Lorenzer Reichswald ostwärts des Röthenbachs Untersuchungen anzusetzen:

1. gab²⁾ es hier – wie nirgendwo sonst im weiteren Untersuchungsgebiet – eine ganze Serie von wallförmigen Dünen quer zur vorherrschenden – durch flache Luv- und steilere Leehänge belegten – Windrichtung aus Westen (Beil. 1)³⁾, so daß von der Arbeit in den Aufschlüssen die Klärung von Bildungsmechanismus und Bildungszeit wenigstens dieses Dünentyps erwartet werden konnte;

2. ist der Lorenzer Reichswald Einzugsgebiet des Nürnberger Wasserwerks Ursprung-Krämersweiher. Die Energie- und Wasserversorgung AG Nürnberg („EWAG“) hat deswegen Mächtigkeit und Untergrund des Aquifers durch zahlreiche Bohrungen erkundet. Mit Hilfe der Bohrdaten ließ sich eine Karte der Quartärbasis des Untersuchungsgebiets konstruieren (Abb. 2) und damit eine Vorstellung von den Untergrundverhältnissen auch abseits der Aufschlüsse gewinnen⁴⁾.

3.1.2 Geländeoberfläche und Quartärbasis

Die Quartärbasiskarte zeigt ein lebhafteres Relief als die heutige Landoberfläche. Zwar zeichnen sich die Täler der heutigen Bäche – des Röthenbachs im Süden und Westen und des Haidelbachs im Norden sowie das (heute trockenliegende) Ursprungtal – auch im Untergrund ab. Aber die Täler an der Quartärbasis sind – anders als die heutigen – tief (bis zu 40 m) und mit auffallend steilen Talhängen in die mesozoischen Liegendschichten – Feuerletten des Keupers, Rhät/Lias-Übergangsschichten, Lias (Abb. 4) – eingeschnitten. Ihrer Verfüllung mit letzkaltzeitlichen Sanden ist also eine (wohl längere) Zeit kräftigerer Erosion vorhergegangen. Wie sie zeitlich einzustufen ist, muß zunächst offenbleiben.

Die kaltzeitliche Sandakkumulation hat über den Altältern zu Quartärmächtigkeiten von stellenweise mehr als 40 m geführt (Abb. 3 und 4). Bei der Wiedereinschneidung nach der Zeit der Sandakkumulation – im beginnenden Spätglazial – haben die Bäche aber ihr ursprüngliches Bett nicht immer wiedergefunden, sondern sich – stellenweise – in die ehemaligen Talhänge eingeschnitten (so der Röthenbach an mehreren Stellen) oder sich – streckenweise – ein neues Bett gesucht (so der Haidelbach von der Schimmelleite unterhalb Unterhaidelbach bis zur Fuchsmühle): eindeutige Fälle von Talepigenese, wie sie auch an den regionalen Vorflutern – Regnitz, Pegnitz, Schwabach (BIRZER 1957, 1963, HAARLÄNDER 1970) – beobachtet werden können.

Diese Epigenesen sind nicht leicht zu verstehen, weil die Talfüllungen aus (vorwiegend) Mittelsanden zu den am leichtesten ausräumbaren Sedimenten überhaupt (HJULSTRÖM 1935) gehören, und die Bäche eigentlich – auf den schwerer ausräumbaren mesozoischen Sedimenten der Quartärbasis ableitend – in ihr ursprüngliches Bett hätten zurückfinden müssen. Daß sie das vielfach nicht taten, kann nur mit der Dauergefrorenis („Permafrost“) des Untergrunds im periglazialen Raum Mitteleuropas – und damit auch im mittelfränkischen Becken (POLL & SCHRÖDER 1971, POLL & WEICKEN 1976) – erklärt werden. Die Einschneidung der heutigen

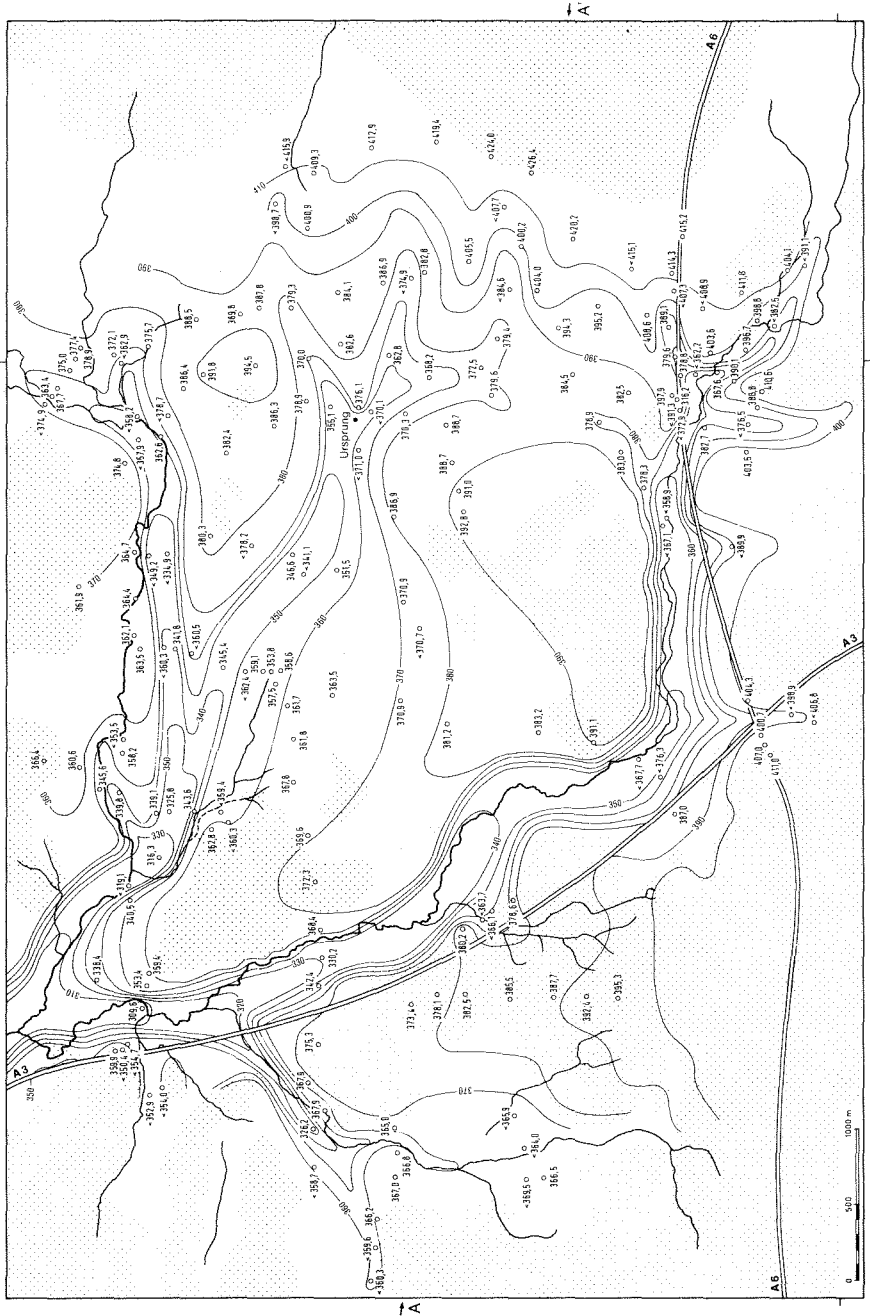


Abb. 2: Die Quartärbasis im Lorenzer Reichswald. Gleicher Ausschnitt wie Beil. 1. Maßstab 1:50000

Die äolischen Sandablagerungen

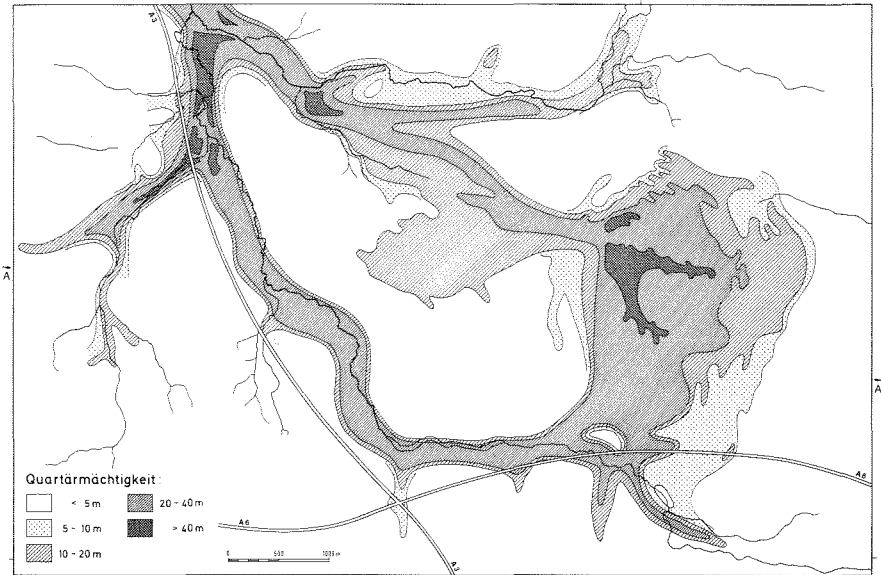


Abb. 3: Die Quartärmächtigkeit im Lorenzer Reichswald.
Gleicher Ausschnitt wie Abb. 2. Maßstab 1:75000

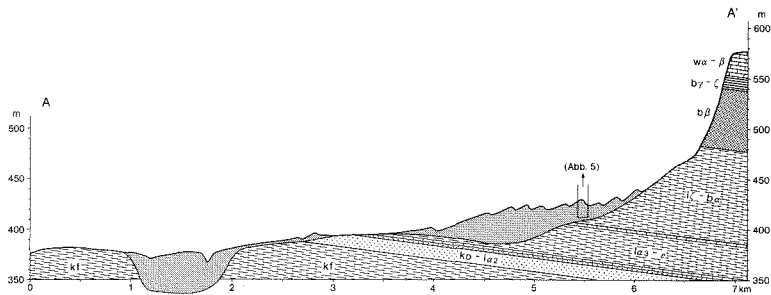


Abb. 4: Geologisches Profil vom Albvorland bis auf die Albhochfläche im Lorenzer Reichswald. Maßstab 1:75000, 10-fach überhöht. Zur Lage vgl. Beil. 1

Wasserläufe war eine unmittelbare Folge des Absinkens des Permafrostspiegels am Ende des Hochglazials (HABBE 1991), und da die noch gefrorenen sandigen Sedimente der Talfüllungen eine ähnliche morphologische Widerständigkeit aufwiesen wie das Anstehende, haben die Wasserläufe aller Größenordnungen den Untergrund ohne Rücksicht auf die unter heutigen Verhältnissen bestehenden Unterschiede in der Erosionsanfälligkeit angreifen können.

Am auffälligsten ist unter diesem Aspekt die Abweichung des heutigen vom ehemaligen Talverlauf beim Ursprungtal. Das heutige Tal setzt 2,5 km westlich Weißenbrunn unmittelbar westlich des geschlossenen Walldünen-Vorkommens am alten Fahrweg von Altdorf nach Leinburg mit einem fast 30 m tief in die Sande eingeschnittenen steilhängigen Talschluß ein (Beil. 1). Hier lag früher der Ursprung, eine kräftige Quelle, die schon BAIER 1708 (v. FREYBERG et al. 1958) beschrieben (und richtig gedeutet) hat. Die Quelle ist heute durch die Wasserfassung der EWAG überbaut. Das Ursprungtal folgt zunächst dem älteren Vorgänger, weicht aber dann – nach etwa 2 km – in ein jüngeres Bett nach Westen aus, schneidet dabei den liegenden Feuerletten an und mündet schließlich – nach weiteren 2 km nach Norden ausbiegend und hier wieder das Alttal erreichend – gegenüber der Fuchsmühle in das Haidelbachtal. Auch das Ursprungtal – das am Ursprung selbst zunächst wie ein Musterbeispiel für rückschreitende Quellerosion erscheint – ist also wie Röthen- und Haidelbachtal epigenetisch angelegt worden und eben nicht – oder doch nur in einer Spätphase der Entwicklung – durch die vom Vorfluter zurückgreifende rückschreitende Erosion (vgl. dazu u.S. 21).

Die Reliefentwicklung im Untersuchungsgebiet ist also dadurch gekennzeichnet, daß der Sandverfüllung fluvial-erosive Formungsphasen sowohl vorausgingen wie nachfolgten. Das führt zu der Zusatzfrage (5): Wie ist der Übergang von fluvialer Erosion zu äolischer Akkumulation und wieder zurück zu fluvialer Erosion zu denken und was hat ihn ausgelöst?

3.1.3 Detailbeobachtungen und deren Deutung

Erste Antworten auf diese und die zuvor (o.S. 2ff.) gestellten Fragen lieferten die Sandgruben an der Straße Altdorf-Leinburg. Hier zeigte sich nämlich, daß die Sandablagerungen einen deutlichen Stockwerkbau aufweisen (Beil. 2,1 und Abb. 5), in dem die rein äolischen Ablagerungen nur die oberen Stockwerke besetzen.

3.1.3.1 Die Basis-Schwemmsande

Die mächtige Basis der bis zu 20 m hohen Aufschlüsse bilden enggeschichtete Sande (Beil. 2,1, Abb. 5 und 6), die flach, aber deutlich nach Westen einfallen. Als Einfallswinkel konnte (mit dem Horizontglas) 1-2 % gemessen werden, SCHMIDT-KALER (1977: 42) gibt „etwa 2,5 %“ an. Hier und da waren in den Aufschlußwänden zwischen die gleichmäßig geschichteten Sande eingeschaltete kleine Rinnen und entsprechende Kreuzschichtung zu beobachten (Abb. 7). Schon dieser Befund weist darauf hin, daß die Basissande nicht rein äolische Ablagerungen darstellen. In die gleiche Richtung deutet das Hauptcharakteristikum der Basissande: daß sie nämlich Gerölle führen, die aus dem Gesteinsspektrum der Albstufe stammen. Sie treten meist nur vereinzelt auf, nur an der Oberkante der Basissande (und nur in der Nähe der Schichtstufe) erscheinen sie gelegentlich als regelrechtes Geröllband (Abb. 13). Es

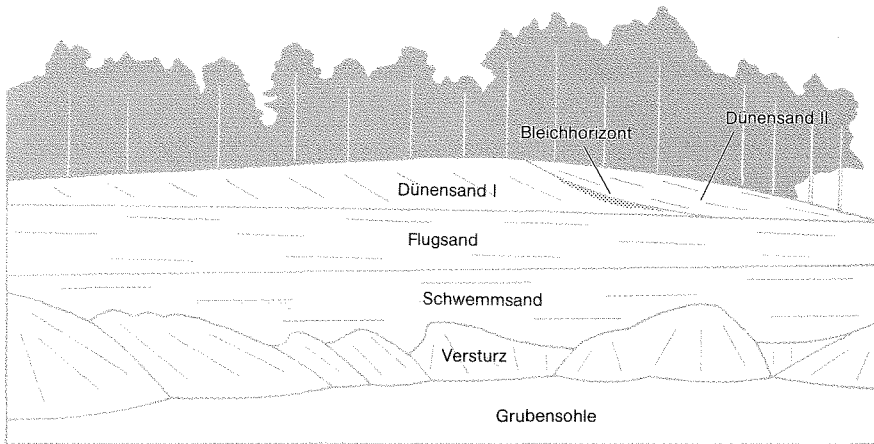


Abb. 5: Der Stockwerkbau der Sandablagerungen des Lorenzer Reichswalds im Großaufschluß Sandwerke Altdorf. Gleicher Bildausschnitt wie Beil. 2,1

handelt sich – wie im Absieb der Aufbereitungsanlagen feststellbar – vor allem um Sandsteinbrocken und Eisenschwarten aus dem Dogger Beta, seltener Kalkscherben und Hornsteine aus dem Malm. Nahe der Schichtstufe waren in den Abbauwänden gelegentlich auch Tongerölle aus dem Opalinus-Ton zu finden (Abb. 8).

Die Rinnen wie die Geröllführung können nur durch die Beteiligung fließenden Wassers am Aufbau der Basis-Sande erklärt werden. Die Tongerölle zeigen noch etwas Weiteres: da sie nur in gefrorenem Zustand transportiert werden konnten ohne sofort zu zerfallen, müssen die Basissande unter Klimabedingungen abgelagert worden sein, bei denen tiefe Gefrorenis und Transport durch fließendes Wasser – der Temperaturen über 0°C voraussetzt – im Jahreszeitenrhythmus wechselten. Der Wassertransport kann nur kurze Zeit gedauert haben, weil die Tongerölle sonst – trotz Gefrorenis – zerfallen und ebenso in Suspension gegangen wären wie die Masse des mitgeführten Tones, die bei jedem Wassertransportvorgang jeweils zuletzt abgesetzt wurde und dadurch die charakteristische Schichtung des Schwemmsandstapels hervorrief (Abb. 6, 7, 9, 10)⁵. Daß die Tongerölle nicht etwa nur tiefgründige winterliche Gefrorenis anzeigen, sondern Dauergefrorenis des Untergrunds („Permafrost“), zeigt sich an einem weiteren Charakteristikum der Basissande: zahlreichen, einige Dezimeter bis etwa 1 m tiefen Frostspalten-Pseudomorphosen, die sich – ganz unregelmäßig verteilt – von der Basis bis zum Dach finden (Abb. 9). Als Leitmerkmal der Basissande sind sie auch noch dort zu beobachten, wo – weiter im Westen (so nördlich Ungelstetten: Abb. 10) – die Gerölle von der Albstufe seltener werden oder ganz fehlen. Einen Hinweis auf Permafrost liefern schließlich auch kleinwellige Auftreibungen einzelner Schichten der Basissande (Abb. 6 und 9, vgl.

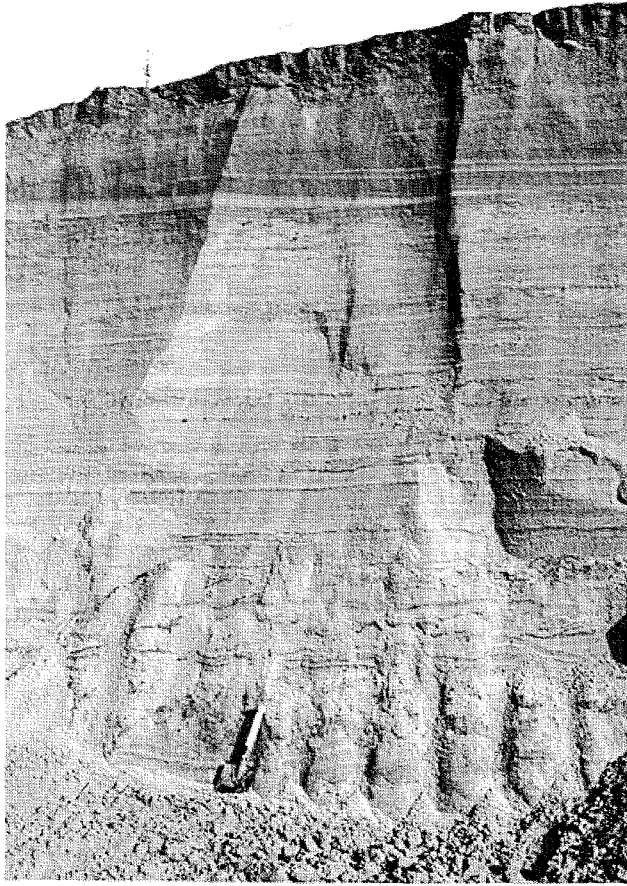
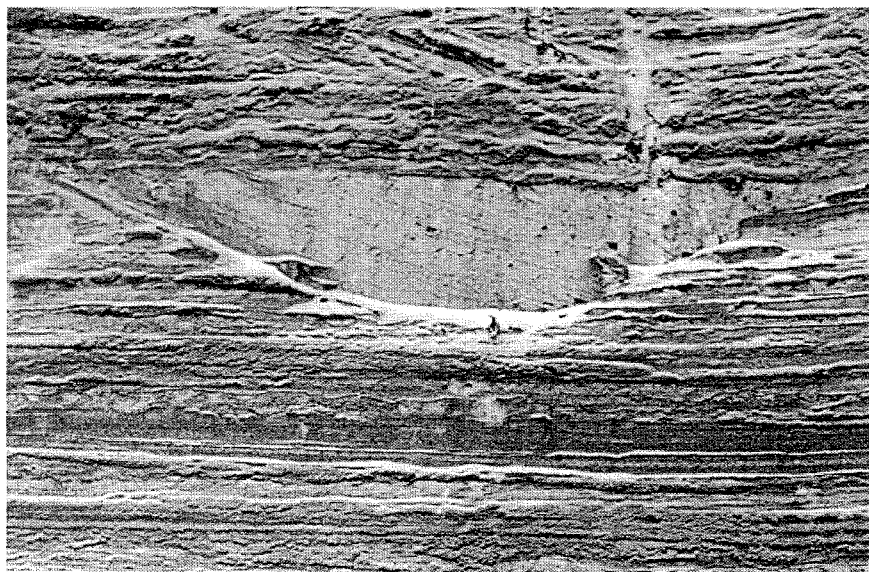


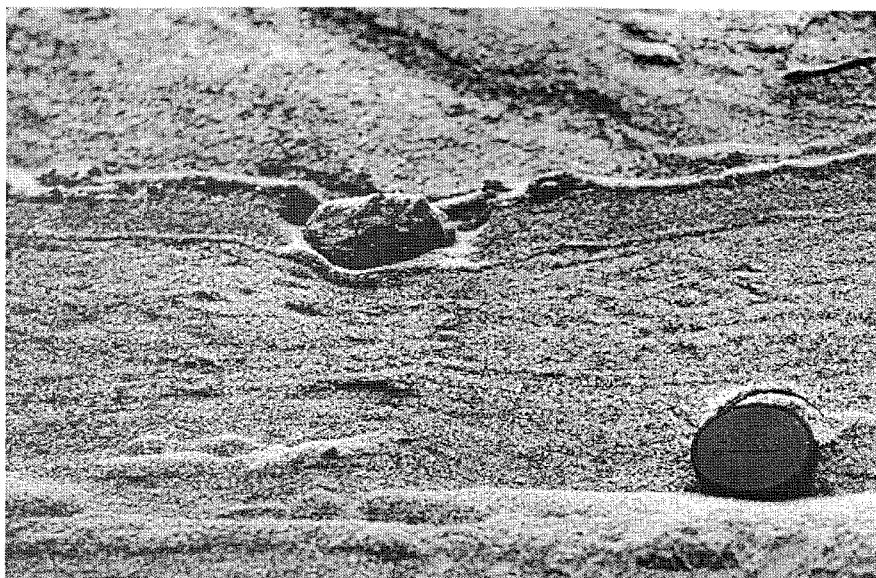
Abb. 6: Basis-Schwemmsande (Sandgrube Potzler. Aufn. Verf. Okt. 1973)

auch Abb. 19), die – wiederum unregelmäßig verteilt – sich in allen Partien der Basissande finden. Die Basissande müssen daher als eine Ablagerung des Klimapessimums – also des Hochglazials – der letzten Eiszeit angesehen werden.

Prüft man ihr Korngrößenspektrum (Abb. 11)⁶⁾, so zeigt sich, daß es sich praktisch überhaupt nicht von jenem der (periglazial-)fluvialen Sandablagerungen der Rednitz-Hauptterrasse 20 km weiter im Westen unterscheidet. Das beweist zunächst einmal, daß sie tatsächlich von dorthin eingeweht sein müssen. Andererseits zeigt der Geröllinhalt und ihr Einfallen nach Westen, daß sie nicht einfach als äolische Ablagerung betrachtet werden können. Vielmehr müssen sie nach der Einwehung nochmals umgelagert und dabei mit den Geröllen von der Albstufe vermengt worden sein.



*Abb. 7: Quergeschnittene Rinne in Basis-Schwemmsanden
(Sandgrube Unterhaidelbach. Aufn. Verf. Okt. 1973)*



*Abb. 8: Tongeröll (aus Opalinus-Ton) in Basis-Schwemmsanden
(Sandgrube Unterhaidelbach. Aufn. Verf. Okt. 1973)*



Abb. 9: Wellige Aufreibungen der Einzelschichten und Frostspalten-Pseudomorphose in Basis-Schwemmsanden (Sandgrube Potzler. Aufn. Verf. Okt. 1973)

Für die Beurteilung dieses Umlagerungsvorgangs ist eine Beobachtung wichtig, auf die auch SCHMIDT-KALER (1977: 42) schon hingewiesen hat, daß nämlich die Oberfläche der Basissande altimetrisch der des großen Schwemmkegels des Röthenbachs im Gebiet von Röthenbach a.d. Pegnitz (Abb. 1) und damit der Pegnitz-Hauptterrasse entspricht. SCHMIDT-KALER hat die Basissande deshalb als „Terrassensande“ bezeichnet. Diese Bezeichnung wird von ihm aber auch für eindeutig (periglazial-)fluviale Ablagerungen verwendet. Um eine fluviale Ablagerung kann es sich jedoch bei den Basissanden in den Sandgruben des Lorenzer Reichswalds nicht handeln. Auch die in den Aufschlußwänden gelegentlich feststellbaren kleinen Rinnen samt ihren Füllungen sind dafür kein Beleg. Denn sie treten nur vereinzelt auf, das Normale ist die breitflächige Schüttung unter relativ hohem – für eine rein fluviale

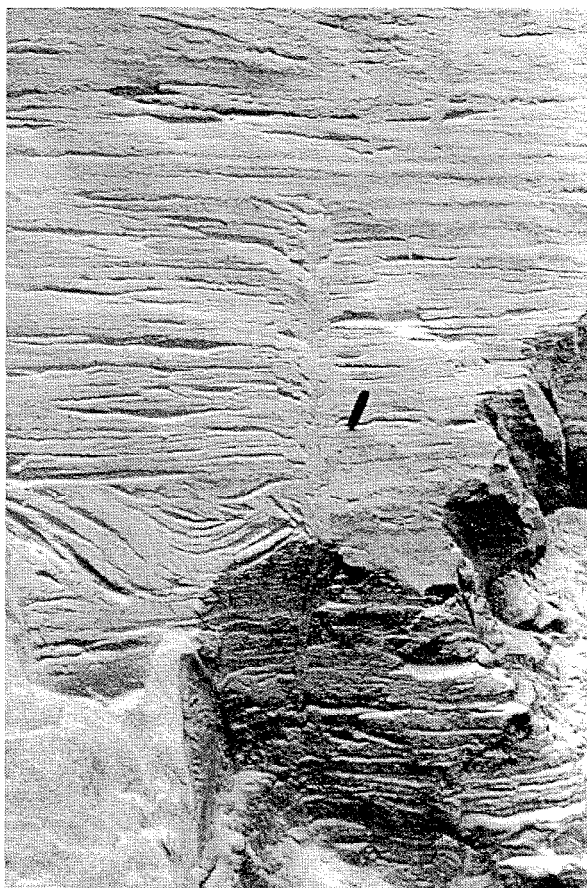


Abb. 10: Quergeschnittene Rinne und Frostspalten-Pseudomorphose in Basis-Schwemmsanden (Sandgrube Ungelstetten. Aufn. Verf. Aug. 1974)

Ablagerung zu hohem – Gefälle vom Stufenhang weg nach Westen. Der Akkumulationsvorgang muß daher anders, er kann – nimmt man alle Beobachtungen zusammen – nur als mehrfacher Umlagerungsvorgang unter Beteiligung verschiedener Transportmedien gedeutet werden.

Die Sande stammen – wie die Korngrößendiagramme belegen – im wesentlichen aus dem Einzugsgebiet des Hauptvorfluters im weiteren Untersuchungsgebiet – der Rednitz-Rinne. Dorthin gelangten sie durch die – für Periglazialgebiete typischen (McCANN et al. 1972) – Frühjahrshochwässer, wurden also zunächst fluvial transportiert und abgelagert. Im Sommer und frühen Herbst, wenn die Vorfluterrinne – wie alle Gerinne des Periglazialraums – größtenteils trockengefallen war und die gerade abgesetzten Sande oberflächlich abtrockneten, konnten sie vom Wind aufgenom-

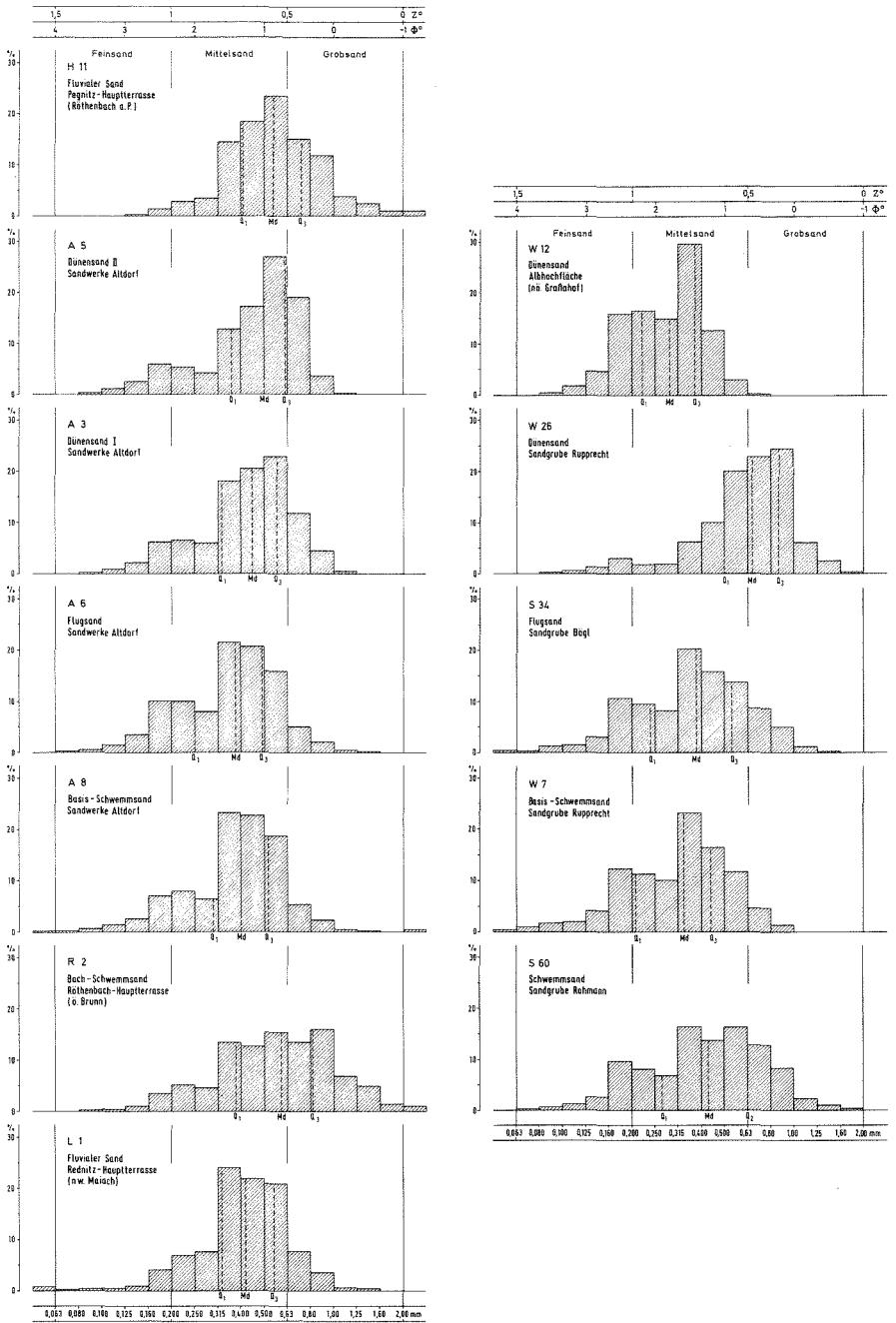


Abb. 11: Korngrößen-Histogramme von Proben aus dem Lorenzer Reichswald (links) und aus dem Neumarkter Gebiet (rechts)

men, äolisch gegen die Albstufe verfrachtet, hier bis hoch hinauf – als dünne Sanddecke – auf dem nun ebenfalls abtrocknenden Auftauboden abgelagert und mit den Frösten des Spätherbstes zunächst erneut fixiert werden. Von den Schmelzwässern der – im Periglazialraum schlagartig einsetzenden und rasch ablaufenden – Frühjahrsschneeschmelze des nächsten Jahres wurden sie dann jedoch wieder mobilisiert und – zusammen mit Frostschutt und allerobersten Teilen des gleichzeitig neu sich bildenden Auftaubodens – „deluvial“ hangab und – zum Teil – bis auf die Pegnitz-Hauptterrasse verschwemmt, ohne daß es dabei zur Bildung von individuellen Wasserläufen gekommen wäre. Dieser über große Flächen gleichmäßig wirkende Spülvorgang war deswegen möglich, weil der Untergrund durch den Permafrost versiegelt und daher ein Einsickern des Schmelzwassers in die liegenden Sande – das sofort zur Rinnenbildung hätte führen müssen – nicht möglich war. Beim Nachlassen der Transportkraft des ja nur kurzfristig zur Verfügung stehenden Schneeschmelzwassers wurden die mitgeführten Sande daher breitflächig abgelagert. In einer letzten Phase dieses alljährlich ablaufenden Formungszyklus konnte es in den frisch abgelagerten lockeren Sanden zur Bildung flacher Rinnen kommen, die dann aber im nächsten Jahr sofort wieder zugesetzt wurden. Es liegt hier ein Spezialfall jener für die Reliefbildung in sandigen Lockersedimenten unter periglazialen Bedingungen typischen Verschwemmungsvorgänge vor, die LIEDTKE (1981) als „Abluation“ bezeichnet hat. Es ist deshalb wohl zweckmäßig, die Basissande des Lorenzer Reichswalds nicht – wie SCHMIDT-KALER (1977) – als „Terrassensande“, sondern – wie schon URLICHS (1968) – als „Schwemmsande“ zu bezeichnen.

3.1.3.2 Flugsande

Erst in den höheren Partien der Aufschlüsse in den Sandgruben des Lorenzer Reichswalds treten echte Flugsande auf. Sie sind wechselnd, meist jedoch einige Meter mächtig, gleichfalls eng und flach geschichtet, fallen aber – anders als die Basisschwemmsande – eher nach Osten ein (Beil. 2, 1, Abb. 5 und 12). Gelegentlich weisen sie ebenfalls Kreuzschichtung auf. Ihre Oberfläche ist – im typischen Fall – flachkonvex gewölbt, ihre Basis gelegentlich durch einen Geröllanreicherungshorizont gegen die liegenden Schwemmsande abgesetzt (Abb. 13, entsprechende Abbildungen auch bei SCHMIDT-KALER 1977: 39). Von der Korngrößenzusammensetzung her (Abb. 11) sind sie den Basisschwemmsanden sehr ähnlich, nur fehlt ihnen der Geröllanteil, und der Anteil an grobem Feinsand und feinem Mittelsand ist etwas höher.

Das spricht dafür, daß der Einwehungsvorgang zur Zeit ihrer Ablagerung genauso weiterlief wie vorher. Aber anders als während der Akkumulation der Schwemmsande ging die Abspülung nun nicht mehr flächenhaft vor sich, sondern folgte bestimmten, randlich freilich nicht fixierten Bahnen. So erklärt sich, daß die Flugsande im Aufschluß keineswegs immer deutlich von den Schwemmsanden zu trennen sind, vielmehr in die geröllfreien Flugsandablagerungen gelegentlich dünne



Abb. 12: Flugsande über Basis-Schwemmsanden. Deutlich erkennbar ist das unterschiedliche Einfallen der beiden Sandablagerungen und die trennende Diskordanz (Sandwerke Altdorf. Aufn. Verf. Dez. 1986)

geröllführende Bänder eingeschaltet sind. Generell gilt aber, daß die geröllfreien, flach nach Osten einfallenden und deswegen als Flugsande anzusprechenden Sandlagen in den oberen Partien der Aufschlüsse absolut dominieren. Der äolische Sandtransport hat also zur Zeit der Flugsandablagerungen den deluvialen zwar nicht verhindert, aber doch deutlich überwogen.

Dies kann mit einer Zunahme des eingewehten Flugsandes oder mit einer Abnahme der im Frühjahr angefallenen Schneeschmelzwassermengen – also geringeren Winterniederschlägen – erklärt werden. Vermutlich liegt beides zugrunde. Es würde auf trockenere klimatische Bedingungen hinweisen und damit auf das Kernhochglazial, für das – wegen der in dieser Zeit besonders intensiven Lößbildung, die

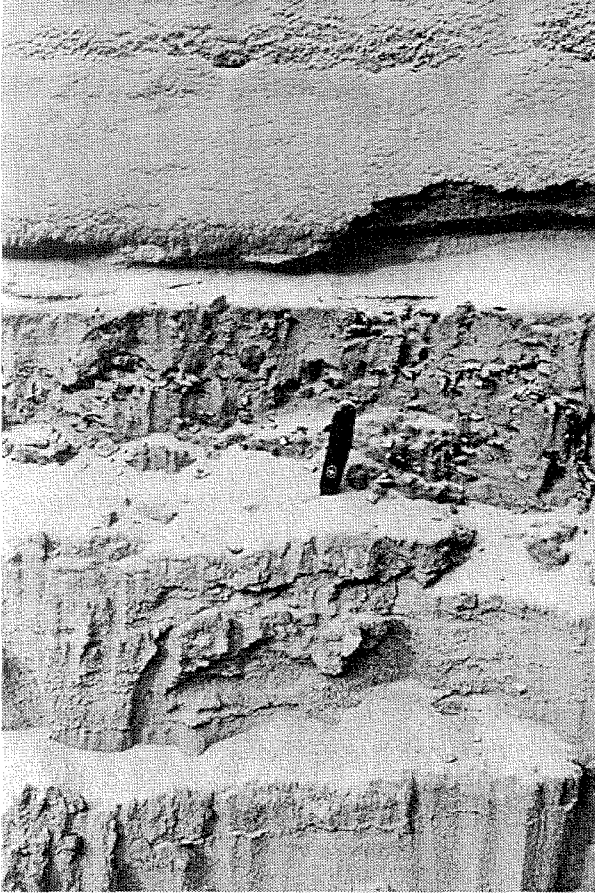


Abb. 13: Geröllanreicherungshorizont an der Grenze Basis-Schwemmsand/Flugsand
(Sandwerke Altdorf, Aufn. Verf. Aug. 1974)

nur in einem trockenkalten niederschlagsarmen Klima möglich war – kaltaride Klimaverhältnisse angenommen werden müssen.

3.1.3.3 Dünen und Dünensande (I)

Erst das höchste Stockwerk der äolischen Ablagerungen in den Sandgruben des Lorenzer Reichswalds wird von Dünen mit ausgeprägtem Eigenrelief gebildet. Sie liegen im Westen eher isoliert, im Osten dagegen als langgestreckte – z.T. kilometerlange – Wälle vor dem Fuß der Schichtstufe (Beil. 1). Sie sind meist nur wenige Meter hoch: 5 m relativer Höhe werden zwar häufig überschritten, 10 m Höhe jedoch nie erreicht. Die Dünensande sind gekennzeichnet durch eine deutlich größere Mächtig-

keit der Einzelschichten als bei den Flugsanden (Abb. 14) und – in Leepositionen – ein kräftigeres Schichtfallen (bis 30°) nach Osten (Beil. 2, 1, Abb. 5, 14 und 15). Auch von der Korngrößenzusammensetzung her (Abb. 11) unterscheiden die Dünensande sich von den liegenden Schichten. Die Verwandtschaft mit den Schwemm- und Flugsanden ist zwar nicht zu übersehen, doch sind alle Kennwerte zum Gröberen hin verschoben. Die Dünensande stammen also aus dem gleichen Reservoir wie die Liegendsande, doch hat der Transportvorgang, dem die Dünen ihre Entstehung verdanken, zu einer Sortierung geführt: die gröberen Korngrößen wurden bei der Ablagerung bevorzugt, die feineren dagegen – zumindest teilweise – weitertransportiert. Dieser Transportvorgang hat auch das Oberflächenrelief der Dünen geprägt: es ist durch flache Luvhänge (mit $5-10^\circ$ gegen Westen geneigt) und deutlich steilere Leehänge ($15-20^\circ$ gegen Osten fallend) gekennzeichnet (Abb. 15).

Dies, das Schichtfallen und die Schichtmächtigkeit belegen, daß es sich bei den Walldünen des Lorenzer Reichswalds um echte Wanderdünen handelt, bei denen der Sandtransport nicht mehr – wie bei den Flugsanden – einzelkornweise und flach über den Boden springend („saltativ“; BAGNOLD 1941) erfolgte, sondern größere Sandmengen gleichzeitig und nun mehrheitlich kriechend („reptativ“) bewegt wurden. Da die Masse der Dünenwälle als etwa 2 km breiter Dünengürtel quer vor dem Fuß der Albstufe liegt, kann das flächenhaft wirksame Gegeneinander von Einwehung und Abschwemmung, das die vorhergehende Zeit der Schwemm- und Flugsand-

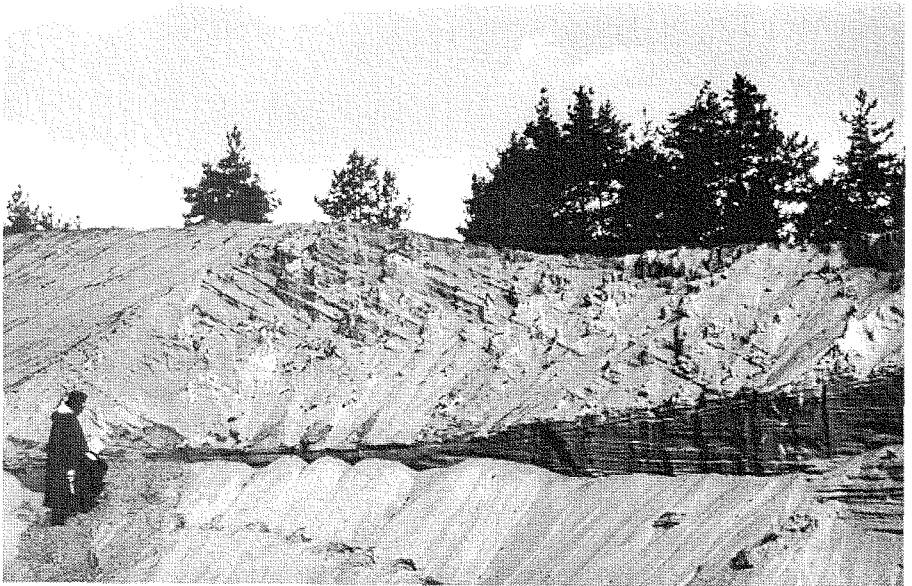


Abb. 14: Dünenstirn mit typisch steilem Schichtfallen. Unten rechts überwehte Schwemm-
sande (Sandwerke Altdorf. Aufn. Verf. Okt. 1973)

akkumulation bestimmt hatte, zur Zeit der Dünenbildung nicht mehr – oder jedenfalls nicht mehr so wie vorher – funktioniert haben.

Daß es nicht völlig fehlte, läßt sich am Außen-(Ost-)Rand des Wanderdünenfeldes am Unterhang der Albstufe beobachten (Abb. 16). Hier ist zwischen Weißenbrunn und Ernhofen der Sand zu kleinen „Dünenspornen“ aufgehäuft, die den Rippen des mesozoischen Untergrundes zwischen den vom höheren Hang herabziehenden Tiefenlinien aufsitzen. Sie gehen flach in den Oberhang über, nach unten sind sie dagegen auffallend steil geböschet. Sie sind offenbar dadurch zustande gekommen, daß der Sand auch in der Dünenbildungsphase noch den Hang hinaufgetrieben wurde, sich jedoch nur auf den Rippen halten konnte, in den Tiefenlinien dagegen wie in den Zeiten der Flugsandbewegung mit den Frühjahrsschmelzwässern talwärts verschwemmt wurde. Er ist dann jedoch nicht mehr geradenwegs nach Westen zum Vorfluter transportiert worden, das hangab sich bewegende Sand/Wasser-Gemisch wurde vielmehr nach Nordwesten ausgelenkt. Zwei entsprechende Schwemmbahnen lassen sich beiderseits des äußersten durchgehenden Dünenwalls nach Nordwesten bis kurz vor das Haidelbachtal verfolgen (Beil. 1). Dort wird die nördliche heute durch den Leingraben zerschnitten, die südliche dagegen endet blind vor einer (jüngeren) Querdüne (vgl. dazu u.S. 22). Das Längsgefälle beider Schwemmbahnen beträgt recht gleichmäßig knapp 1° (16-17‰). Dieser Wert liegt nur wenig niedriger als der für die Oberfläche der Basis-Schwemmsande (o.S. 8 mitgeteilte) gemessene



Abb. 15: Querschnitt durch eine Düne mit durchgängig steilem Schichtfallen nach Lee (rechts). Unter den Dünensanden – durch Diskordanzen klar abgesetzt – Flugsande und Basis-Schwemmsande (Sandwerke Altdorf. Aufn. Verf. Okt. 1973)

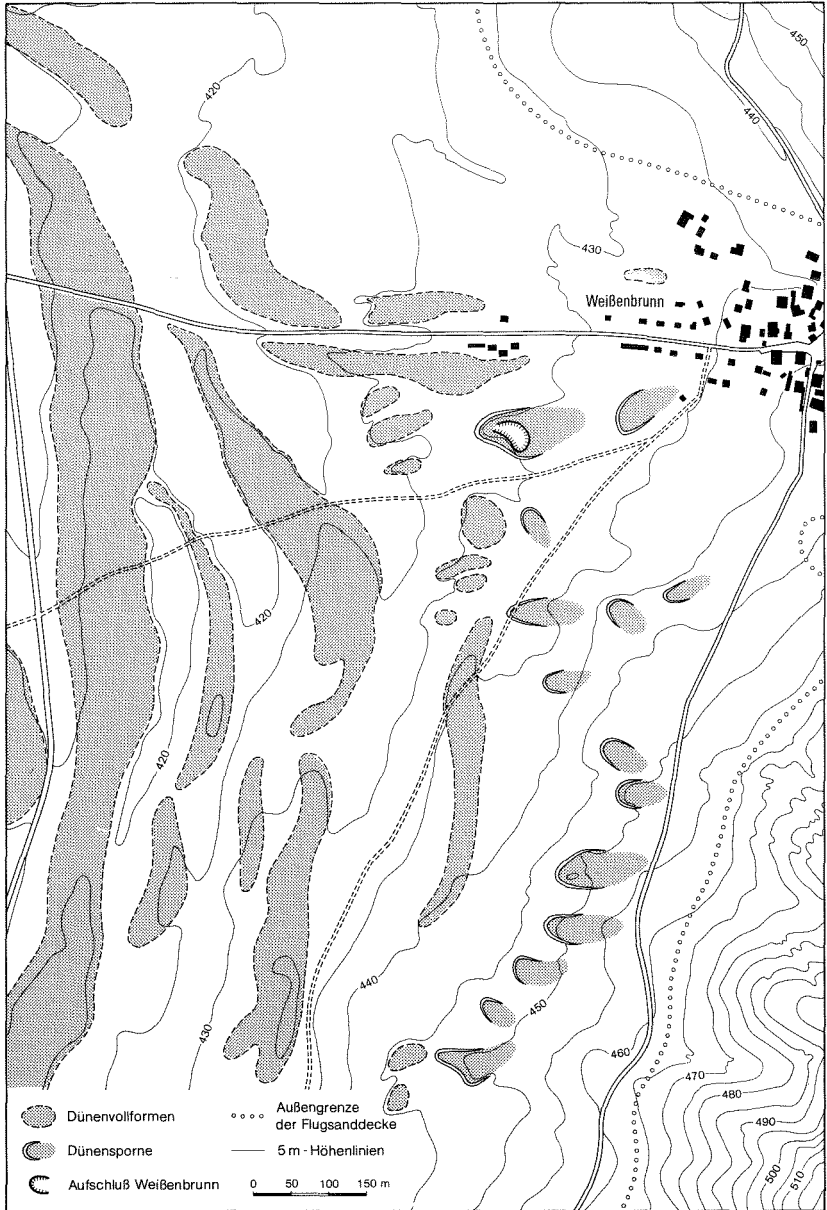


Abb. 16: Dünenrelief südlich Weissenbrunn. Maßstab 1:10000.
Zur Lage vgl. Beil. 1

Wert, aber deutlich höher als das Längsgefälle der offenbar bereits weitgehend fluvial geprägten Schwemmsand-Akkumulationen beiderseits des Haidelbachs ($0,3-0,4^\circ = 6-7\text{‰}$). Er beweist, daß auch während der Entstehung der Dünen noch deluvialer Sandtransport stattfand, nun aber auf gegenüber der Zeit der Flugsandakkumulation noch weiter eingegrenzten Bahnen.

In allen anderen Fällen enden die vom höheren Hang herabziehenden Abflubahnen im Gebiet südlich Weißenbrunn scheinbar abrupt vor den äußersten Walldünen. Offenbar ist das während der Schneeschmelze abgehende Sand/Wasser-Gemisch hier vor dem Dünenhindernis nahezu rechtwinklig nach Norden und Nordwesten, zu einem kleineren Teil auch nach Süden ausgelenkt worden. Außerdem muß sich aber ein Teil des zugeführten Wassers – wie zur Zeit der Ablagerung der Basis-Schwemmsande, aber nun unter den Dünen hindurch – direkt westwärts bewegt haben. Das war möglich, weil die trockenen Walldünensande nicht in den Bodeneiskörper einbezogen waren, das Wasser sich also über dem Permafrostspiegel dem Gefälle folgend bewegen konnte. Man muß eine solche Penetration der Dünenbasis durch westwärts sich bewegendes Wasser deswegen annehmen, weil nur so die (o.S. 8 beschriebene) Epigenese des Ursprungtales erklärt werden kann.

Das Ursprungtal kann sich – weil windwärts (westlich) des Dünengürtels vor der Albstufe gelegen (Beil. 1) – erst nach dessen Entstehung gebildet haben, es muß andererseits über noch hochliegendem Permafrostspiegel angelegt worden sein. Das dazu notwendige Gerinne könnte sein Wasser zumindest teilweise aus einer in der Gegend des heutigen Ursprungs – wenn auch in wesentlich höherem Niveau – gelegenen Quelle bezogen haben. Größerenenteils dürfte es aber aus dem Tälchen zugezogen sein, das sich südlich des Ursprungs vor dem 500 m westlich des eigentlichen Dünengürtels gelegenen letzten noch Nord-Süd verlaufenden, schon recht lückigen Dünenzuges hinzieht (Beil. 1). In beiden Fällen muß es sich jedenfalls um Fremdwasser gehandelt haben, das nur von der Albstufe her und – ähnlich wie noch heute (aber eben – durch den Permafrostspiegel bedingt – auf höherem Niveau) – unter den Dünen hindurch dorthin gelangt sein kann.

Das heißt aber, daß sich die Bildung der Walldünen, die sich in ihrem Habitus – trotz gleichen Ausgangsmaterials – so auffällig von den liegenden Sanden unterscheiden, wie diese gegen eine der Windrichtung genau entgegengesetzte kräftige (wenn auch saisonal beschränkte) Wasserbewegung durchgesetzt haben muß. Hinweise darauf, wie das funktioniert haben könnte, liefert die räumliche Anordnung der Dünenzüge zwischen den Bachläufen im Westen und Norden und der Albstufe im Osten (Beil. 1). Sie ist in charakteristischer Weise ungleich. In dem Dünengürtel vor der Albstufe sind die Dünenzüge dicht geschart, verlaufen im südlichen Abschnitt nahezu stufenparallel, biegen aber im Norden alle nach Nordwest und Westnordwest um, obwohl der Stufenrand seine Richtung gegen Nordnordost beibehält. Westlich des geschlossenen Dünengürtels – etwa vom Ursprung an – treten die Dünenzüge dagegen stärker isoliert auf und unterscheiden sich auch in der Ausrichtung vom

äußeren Dünengürtel. Am auffälligsten ist das bei den beiden Dünenzügen nördlich Ungelstetten: ihnen fehlt der meridional ausgerichtete Südast fast völlig.

Die Anordnung der Dünenzüge kann also nichts zu tun haben mit einem Windstau vor der Albstufe, wie das gelegentlich vermutet worden ist (SCHERBER 1960). Sie hat auch – wegen des Richtungswechsels der Dünenzüge – nichts zu tun mit der vorherrschenden Windrichtung: die war – ausweislich der Ausrichtung der Luv- und Leehänge – eindeutig West. Entscheidend ist vielmehr ein anderer Zusammenhang.

Den deuten die beiden isolierten Dünenzüge nördlich Ungelstetten an: sie verlaufen nämlich auffallend parallel zum Röthenbach auf seiner Laufstrecke nordwestlich Ungelstetten dort, wo er zwischen Ungelstetten und dem Waldgewann Wimmerslohe nicht in die Aufragungen des liegenden Feuerletten, sondern in Sande eingeschnitten ist. Die Sande, die die beiden inneren Dünenzüge aufbauen, können nur aus diesem Abschnitt des Röthenbachtals stammen, weil nur hier hinreichende Sandmengen zur Verfügung standen: weiter westlich liegt höheres Gelände, wo überall das liegende Mesozoikum zutage ausstreicht. Vermutlich sind sie am rechten Talhang des sich schrittweise – im Gleichtakt mit dem absinkenden Permafrostspiegel – eintiefenden Röthenbachtals ausgeblasen worden. Gleicher Entstehung wie die beiden inneren Dünenzüge östlich des Röthenbachtals dürften auch die inneren Dünenzüge östlich des oberen Haidelbachtals südlich Unterhaidelbach, die quer vor den angrenzenden äußeren Dünenzügen liegen (vgl. dazu o. S. 19), dürfte vor allem aber auch der doppelte Dünenzug nördlich des Ursprungtals sein: der Abstand vom Ausblasungsgebiet ist hier nur deswegen (scheinbar) geringer, weil die Sandbewegung in spitzem Winkel zum Talverlauf erfolgte. Das Ursprungtal hätte sich danach zur Zeit der Bildung der inneren Dünenzüge bereits einzutiefen begonnen. Die Anlage des sich eintiefenden Gerinnes ist aber älter (s.o. S. 21), sie gehört in die Zeit des noch hochliegenden Permafrostspiegels, als die – im Vergleich zu den inneren Dünen mächtigeren – äußeren Dünen entstanden, die den Dünengürtel vor der Albstufe bilden.

Diese äußeren (älteren) Dünen lassen einen Formungszusammenhang mit den heutigen Wasserläufen auf den ersten Blick nicht erkennen. Während die Entstehung der inneren (jüngeren) Dünen durch äolische Verlagerung der an den Talflanken der sich eintiefenden Bachläufe ganzjährig trockenliegenden und nicht mehr durch Permafrost gebundenen Sandmassen plausibel zu erklären ist, fällt eine solche einfache Erklärung für die älteren Dünen weg. Ihre Entstehung muß sich in einem Relief abgespielt haben, das – mindestens teilweise – anders aussah als das heutige. Andererseits müssen die Bedingungen für den äolischen Sandtransport zur Zeit ihrer Bildung ähnlich gewesen sein wie während der Bildung der jüngeren Dünen, aber – wegen des deutlich veränderten Habitus der Ablagerungen und des daraus zu erschließenden Transportmechanismus – grundlegend anders als zur Flugsandzeit. Eine mögliche Erklärung wäre, daß die Sandverschüttung des Albvorlandes im Untersuchungsgebiet dort, wo während der ganzen letzten Kaltzeit der lokale

Vorfluter verlief – also über dem heutigen Röthenbachtal nördlich Ungelstetten – gegen Ende der Flugsandzeit ein höheres Niveau erreichte als heute nachweisbar, daß der Eintiefungsvorgang der Wasserläufe im Gleichtakt mit der beginnenden Tieferlegung des Permafrostspiegels auf entsprechend höherem Niveau einsetzte, und daß deswegen größere Massen trockenen Sandes – die unabdingbare Voraussetzung für die Bildung von Wanderdünen – auch schon zur Zeit der Bildung der äußeren Dünenzüge vorhanden waren. Für eine solche Deutung spricht der (o.S. 21) bereits angesprochene lückige Dünenzug 500 m westlich des eigentlichen Dünengürtels (Beil. 1). Er ist dem Habitus nach den (jüngeren) inneren Dünen ähnlich, der Ausrichtung nach aber den (älteren) äußeren, nimmt also – morphologisch gesehen – zwischen inneren und äußeren Dünen eine Mittelstellung ein. Sie signalisiert vermutlich die Umstellung des älteren zum jüngeren Dünenbildungsprozeß (vgl. dazu u.S. 24).

Damit wäre die Dünenbildung als solche erklärt, nicht aber die charakteristische Scharung der Dünenzüge im äußeren Dünengürtel. Dafür liefert aber das Anordnungsmuster der Dünenzüge in diesem Gebiet und vor allem das der dazwischenliegenden Dünentäler („Längsdepressionen“) Hinweise. Diese Dünentäler lassen sich oft über mehrere Kilometer verfolgen, sie weisen ein gleichsinniges Gefälle – überwiegend gegen das Haidelbachtal, nur ganz im Süden auch gegen das obere Röthenbachtal – auf, und sie biegen – wie die Dünenzüge auch – in charakteristischer Weise aus der Nord-Süd-Richtung gegen die Vorfluter nach Westen aus. Das ist sehr auffällig und führt auf die Beobachtung zurück, daß auch während der Bildung der äußeren Dünen noch deluviale Transportvorgänge und zudem unter den Dünen hindurch sich bewegendes Wasser formenbildend wirksam waren (s.o.S. 21). Das ist nicht so unwahrscheinlich, wie es – wegen der absoluten Wasserlosigkeit des Gebietes heute – zunächst erscheinen mag. Denn man könnte die Dünentäler als Vorgänger jenes Gerinnes auffassen, von dem die epigenetische Einschnidung des Ursprungtales ausging.

Zwar scheinen die Gefällsverhältnisse zunächst dagegen zu sprechen: das Tälchen vor dem letzten Nord-Süd streichenden Dünenzug hat ein recht gleichmäßiges Längsgefälle von etwa $0,5^\circ$ (8‰), ein Wert, der sich dem für fluviale Sandablagerungen (wie beiderseits des Haidelbachtals, s.o.S. 21) nähert. Die Dünentäler dagegen haben sämtlich höhere Gefälle, und zwar im unteren Abschnitt stets noch höhere (um 20 bis zu 25‰) als im oberen (12-15‰), was deluvialen Transport anzeigt. Aber auch dieser ist nicht ohne Zusatzwasser vom höheren Hang her denkbar. Der Unterschied könnte entweder darauf beruhen, daß für die Ausformung der Dünentäler weniger Zeit zur Verfügung stand, oder daß das Verhältnis äolische Sandzufuhr/deluviale Sandabfuhr zur Zeit ihrer Bildung günstiger war als während der Bildung des Tälchens vor dem letzten Nord-Süd streichenden Dünenzug. Beides wäre aber nur ein Hinweis, daß sich innere und äußere Dünen nicht nur nach Lage, Gruppierung und Kubatur unterscheiden, sondern auch durch eine Verschiebung der Bildungsparameter.

Die gleichzeitige Bildung der äußeren Dünen und der sie trennenden Dünentäler könnte damit erklärt werden, daß der Permafrostspiegel – genauer: die Oberfläche der durch Bodeneis gebundenen Sande – zur Zeit ihrer Bildung nicht nur noch hoch lag, sondern auch jahreszeitlich schwankte. In einer initialen Bildungsphase der äußersten Dünen könnte die für sie charakteristische reptative Sandbewegung zur Bildung eines ersten durchgehenden flachen Dünenzuges am Unterhang der Albstufe geführt haben, der von den Frühjahrsschmelzwässern des folgenden Jahres nicht mehr überflossen oder durchbrochen, aber auch noch nicht (wie beschrieben) penetriert werden konnte, weil – mindestens – seine unteren Partien beim winterlichen Anstieg des Permafrostspiegels in den Bodeneiskörper einbezogen worden waren, so daß sie auf das abkommende Sand/Wasser-Gemisch als Stauer wirken und es zunächst vollständig zu den Vorflutern im Norden und Süden ablenken konnten. Dieser Vorgang müßte sich alljährlich solange wiederholt haben, bis einerseits der Dünenzug bis – nahezu – zur heutigen Höhe aufgewachsen war, andererseits der winterliche Bodeneisspiegel – wegen der Isolierwirkung der auflagernden trockenen Sande – nicht mehr auf das zuvor erreichte Niveau anstieg, so daß die Frühjahrsschmelzwässer nun zunächst zögernd, dann immer mehr und schließlich überwiegend den Weg unter dem Dünenzug hindurch nach Westen fanden. Hier hätte dann das beschriebene Zusammenspiel der beiden Transportmedien mit dem schwankenden Bodeneisspiegel erneut eingesetzt: Bildung einer Initialdüne, Stau der Frühjahrsschmelzwässer und deren Ablenkung zum Vorfluter, weiteres Aufwachsen der Düne, schließlich erneut Penetration der Frühjahrsschmelzwässer an der Dünenbasis. Der Prozeß hätte sich dann solange wiederholt, bis – als letztes Glied der Entwicklung – vor dem letzten der Nord-Süd verlaufenden Dünenzüge jenes Gerinne sich bildete, das die Epigenese des Ursprungtales einleitete, und schließlich das Ursprungtal selbst sich einzuschneiden und damit die Entwicklung der inneren Dünen begann.

Diese Deutung der Entstehung der äußeren Walldünenzüge muß zunächst Hypothese bleiben, weil sie sich allein auf morphologische Argumente stützt. Aus den Aufschlußbefunden war sie nicht zweifelsfrei zu belegen (aber auch nicht zu widerlegen), weil das an den beschriebenen Vorgängen wesentlich beteiligte, die Dünenbasen penetrierende Wasser naturgemäß keine eigene Sedimentfracht führte und allenfalls Umlagerungsvorgänge auslösen konnte: in den (wenigen) Aufschlüssen am Außenrand der Dünen konnten zwar dem – möglicherweise – entsprechende Schwemmsande beobachtet (Abb. 14), aber nicht eindeutig von den Basischwemmsanden unterschieden werden. Aber immerhin läßt sich so erklären, wie sich die Dünenbildung gegen die – nachgewiesenermaßen gleichzeitige – saisonale Wasserbewegung von der Albstufe nach Westen durchsetzen konnte. Jedenfalls muß – das zeigt das Verhältnis der epigenetischen Eintiefung des Ursprungtales zu den inneren (jüngeren) Dünen – die Dünenbildung insgesamt bei noch hochliegendem Permafrostspiegel – d.h. unter späthochglazialen bis frühspätglazialen Klimabedingungen – stattgefunden haben und dann rasch zu Ende gegangen sein, – wohl

weil die Dünenoberfläche durch die im Spätglazial wiedereinwandernde Vegetation festgelegt wurde.

3.1.3.4 Dünensande (II) und Bleichhorizont

Für die Zeit nach Abschluß der Dünenbildung ließ sich in den Aufschlüssen im Lorenzer Reichswald – abgesehen von lokalen postglazialen Umlagerungen – nur noch eine einzige – und offenbar kurze – Phase äolischer Sandverfrachtung nachweisen. Sie wird repräsentiert durch jüngere Dünensandschüttungen von in der Regel geringer Mächtigkeit, die meistens an die Dünen-Leehänge angelagert (Beil. 2,1 und Abb. 5) und nicht selten durch eine podsolige Bodenbildung mit – meist nur noch in Resten vorhandenem – A_h -Horizont und einem zwar in der Regel auch nur wenige Dezimeter mächtigen, aber durch seine Farbe auffallenden A_c - („Bleich“-)Horizont gegen die liegenden Dünensande abgesetzt sind (Beil. 2,2). Der Bleichhorizont geht in der Regel auffallend unscharf in die unverwitterten liegenden Sande über, gelegentlich greift er sack- oder zapfenartig in sie hinab, es ist also kein eindeutiger B-Horizont ausgebildet. Wohl aber erscheint die für die Liegendsande typische Schichtung im Bereich des Bleichhorizonts wie ausgelöscht, so wie das BRUNNACKER (1959) für seine „Rostbänder“ beschrieben hat (Beil. 2,2). Diese „Auslöschung“ der Schichtung ist eine Folge der von der – durch den A_h -Horizont markierten – ehemaligen Oberfläche ausgehenden Durchwurzelung durch Vegetation. Die gleiche Erscheinung findet sich auch unter der rezenten Oberfläche. Deswegen ist die ursprüngliche Schichtung in oberflächennahen Aufschlüssen oft überhaupt nicht mehr erkennbar (vgl. dazu u.S. 40).

Die jüngeren Dünensande (II) sind der Korngrößenverteilung nach den älteren Dünensanden (I) ähnlich (Abb. 11), also sicher von ihnen abzuleiten, nur sind sie nochmals etwas gröber als diese. Der den Bleichhorizont überlagernde reliktsche A_h -Horizont enthält vielfach Holzkohlefritterchen und -bröckchen. Aus einem solchen humosen Horizont konnten in einer Sandgrube bei Weißenbrunn (Beil. 2,3, zur Lage vgl. Abb. 16) soviel Holzkohle geborgen werden, daß eine ^{14}C -Datierung möglich war. Die Probe (Labor-Nr.: Hv 9741⁷⁾) ergab ein ^{14}C -Modellalter von 10310 ± 250 Jahren vor heute. Der Bleichhorizont wäre danach in der Jüngeren Tundrenzeit – also in der letzten Kaltphase des Spätglazials der Würm/Weichsel-Eiszeit (11 000 - 10 000 J.v.h.; MANGERUD et al. 1974) entstanden. Da jedoch die ^{14}C -Modellalter für diese Zeit gegenüber dem wahren Alter generell um 500-1000 zu jung ausfallen (BECKER et al. 1991), darf als sicher angenommen werden, daß der Bleichhorizont – wofür auch die übrigen Fundumstände sprechen – im Alleröd – also im letzten Interstadial der Würm/Weichsel-Eiszeit (11 800 - 11 000 J.v.h.) – entstanden und damit eine warmzeitliche Bodenbildung ist. Er entspräche dann den in vieler Hinsicht ähnlichen Bleicherdehorizonten Nordwestdeutschlands bzw. dem Usselo-Boden der Niederlande (DÜCKER & MAARLEVELD 1957). Die hangenden Sande wären entsprechend in die Jüngere Tundrenzeit zu stellen.

3.1.4 Zwischenergebnisse

Aufgrund der Beobachtungen in den Sandgruben des Lorenzer Reichswalds ließen sich die eingangs (o. S. 2ff.) formulierten „Offenen Fragen“ zu einem guten Teil beantworten.

1. Es ließ sich zeigen, daß äolischer Sandtransport keineswegs nur ein Phänomen des „Spätglazials“ war. Die mächtigen Basis-Schwemmsande (und ihr Verhältnis zur Hauptterrasse der Pegnitz) belegen, daß auch während des ganzen Hochglazials – wenn man es als die Zeit definiert, in der die Hauptterrassen entstanden (SCHIRMER 1983) – Sand durch (westliche) Winde verlagert wurde, – freilich nur während der kaltzeitlichen Sommer- und Herbstmonate, wenn das Auswehungsgebiet – die Rednitz-Hauptterrasse – trockenlag. Und er wurde im Einwehungsgebiet nicht auf Dauer akkumuliert, sondern – während der Schneeschmelze im Frühjahr – durch deluviale Abschwemmung alsbald wieder abgetragen und – großenteils – dem (periglazial-)fluvialen Prozeßgeschehen wiederzugeführt. Nur in Gebieten mit – wie im Gebiet des Lorenzer Reichswaldes (wo der enge Durchlaß zum Röthenbacher Schwemmkegel zwischen Brunn und Diepersdorf als Stau wirkte) – retardiertem Abfluß kam es in den Abflurrinnen und schließlich auch auf der Fläche zu mächtigerer Schwemmsandakkumulation. Dabei hat – wie bei der Akkumulation der Hauptterrasse auch (HABBE 1991) – eine wichtige Rolle gespielt, daß der allwinterlich bis zur Oberfläche aufwachsende Permafrost die an sich leicht beweglichen Sande auch unter (kaltzeit-)sommerlichen Temperaturbedingungen zunächst festhielt und nur sukzessive zur Wiederausräumung freigab, so daß in der Bilanz die Akkumulation überwog.

2. Auch daß es vor der Albstufe nicht zu mächtigeren Sandakkumulationen kam als tatsächlich der Fall, läßt sich durch das jahreszeitlich wechselnde Gegeneinander von äolischer Einwehung und deluvialer Abschwemmung erklären. Zur Akkumulation von Schwemmsanden kam es zunächst nur in den vorhochkaltzeitlich gebildeten Tälern, erst nach deren Verfüllung auch auf der nun entstandenen, schwach westwärts geneigten Fußfläche vor der Albstufe, und dies nur solange, bis – wegen abnehmender Hangwinkel und entsprechend abnehmender kinetischer Energie der im Frühjahr abgehenden Schneeschmelzwässer – ein Gleichgewicht von Einwehung und Abschwemmung erreicht war. Dieses Gegeneinander zweier gegenläufiger Prozesse gilt freilich uneingeschränkt nur für die Zeit der Schwemm- und Flugsandbildung. Für die Zeit der (Wander-)Dünenbildung muß ein komplizierterer Zusammenhang unterstellt werden (s.o.S. 19ff.). Grundsätzlich gilt aber auch für diese Zeit, daß die Frühjahrsschmelzwässer das Vorrücken der äolisch transportierten Sande gegen die Albstufe behinderten und schließlich blockierten, das beschriebene Wechselspiel von Wind- und Wassertransport also nur eine graduelle, aber keine grundsätzliche Änderung erfuhr.

3. Daß die (Wander-)Dünen erst in der letzten Phase der äolischen Sandverfrachtung aufgehäuft wurden, ist damit zu erklären, daß wegen des hochliegenden

Permafrostspiegels im Hochglazial nur geringe – für eine Dünenbildung (in der Regel) zu geringe – Mengen trockenen Sandes für den äolischen Transport zur Verfügung standen, die einzelkornweise und saltativ bewegt wurden. Erst an der Wende Hoch-/Spätglazial, als der Permafrostspiegel abzusinken und – im Gleichtakt damit – die Bachtäler sich einzuschneiden begannen, waren – zunächst nur an den Talkanten – hinreichend große Mengen trockenen Sandes vorhanden, um reptativen Sandtransport und damit die Bildung von Wanderdünen zu ermöglichen. Diese Erklärung gilt freilich zunächst nur für die Querdünen des Lorenzer Reichswaldes, die – im weiteren Untersuchungsgebiet häufigeren – flachen Sandhügel und die Längsdünen – etwa im Sebalder Reichswald südlich Erlangen und in der Nürnberger Talweitung – bedürfen wegen der anderen Form und geringerer Kubatur einer gesonderten Erklärung (vgl. dazu u.S. 71).

4. Die Frage, weshalb das Gebiet vor der Albstufe im Lorenzer Reichswald vor der Sandeinwehung einer kräftigen Zerschneidung des Reliefs, dann der Sandverfüllung und schließlich erneuter fluvialer Ausräumung unterlag, läßt sich mit der Wirkung des für das Hochglazial kennzeichnenden Permafrosts beantworten: die Bedingungen für eine Sandakkumulation im deluvial-fluvialen Milieu waren offenbar nur dann gegeben, wenn der an sich leicht bewegliche Mittelsand trotz wirksamer Transportmechanismen durch Permafrost an der vollkommenen Wiederausräumung gehindert wurde. Die (Schwemm-)Sandakkumulation war – in diesem Gebiet – also an hochglaziale Klimabedingungen gebunden, die fluviale Zerschneidung dürfte entsprechend in permafrostfreien Zeiten erfolgt sein. Damit ist freilich noch nicht geklärt, wie die Phase fluvialer Ausräumung vor der Sandverfüllung zeitlich einzustufen ist, und wie lange sie gedauert hat. Da einerseits Spuren älterer Sandverfüllung nicht bekannt sind, andererseits die fluviale Eintiefung vor der Sandverfüllung eindeutig kräftiger war als die postglaziale, liegt es nahe anzunehmen, daß sie nicht ins letzte Interglazial – das den Formungsbedingungen nach dem Postglazial ähnlich war – zu stellen ist, sondern ebenfalls eine kaltzeitliche Formungsphase war, möglicherweise sogar der Sandverfüllungsphase unmittelbar vorhergehend.

5. Fragt man schließlich nach der Einordnung der beschriebenen Formungsvorgänge in BRUNNACKERS (1959) Gliederung des Spät- und frühen Postglazials der letzten Eiszeit in Bayern, die ihre Gültigkeit bis heute nicht verloren hat (JERZ 1993), so kann die Antwort nur lauten: eindeutig sind nur die Dünensande II – die in die Jüngere Tundrenzeit gehören – einzustufen: sie entsprechen den Flugsanden der BRUNNACKERSchen Stufe II. Alles andere ist älter⁸⁾. Die Dünensande I dürften BRUNNACKERS Stufe I (d.h. dem beginnenden Spätglazial, das BRUNNACKER dem Ammersee-Stadium TROLLS (1925) gleichsetzt) zuzuordnen sein, während die Flug- und Schwemmsande des Lorenzer Reichswaldes jedenfalls hochglaziale Bildungen sind, für die es bei BRUNNACKER keine Entsprechung gibt. (Er merkt dazu nur an – S. 122 –: „anscheinend aber wurde der Sand z.T. bereits im Hochglazial ausgeblasen“). Für die von BRUNNACKER vermerkten Flugsandakkumulationen des Postglazials („frühes Subatlantikum“) liefern die großen Sandgruben im Lorenzer Reichs-

wald keine Belege. Nur in der kleinen (o.S. 25 erwähnten) Grube bei Weißenbrunn waren über dem allerödzeitlichen Boden weitere Sandschichten mit eingelagerten Böden zu beobachten (HABBE, MIHL & WIMMER 1981, Beil. 2,3), ließen sich aber zeitlich nicht exakt einordnen.

Auch die exceptionell günstigen Aufschlußverhältnisse in den großen Sandgruben des Lorenzer Reichswalds ließen also noch Fragen zur Genese und zeitlichen Stellung der Flugsande offen. Sie können nur auf breiterer Grundlage erörtert werden. Dazu werden im folgenden die Verhältnisse im Gebiet des Neumarkter Talpasses herangezogen.

3.2 Raum Neumarkt

3.2.1 Beobachtungsgrundlagen

Für das Gebiet des Neumarkter Talpasses lagen zur Zeit der ersten Bearbeitung die Geologischen Blätter 6734 Neumarkt (LAHNER & STAHL 1969) und 6735 Deining (GAUCKLER & HÄRING 1973) vor, später kam das Blatt 6834 Berching (SCHMIDT-KALER 1981) dazu. Sie sind für das Quartär von unterschiedlicher Aussagekraft. Zwar geben sie die Verbreitung der äolisch transportierten Sande befriedigend wieder⁹⁾. Insbesondere das in diesem Zusammenhang besonders wichtige Blatt Neumarkt bildet aber – wegen der ungenügenden topographischen Grundlage – die Dünenzüge nur unvollkommen ab. Deswegen mußte aufgrund der Höhenflurkarten 1:5000 eine neue Kartengrundlage erarbeitet werden (Beil. 3 und 4). Andererseits enthalten die Erläuterungen zu Blatt Neumarkt ein – wie im Falle des Lorenzer Reichswaldes auf Wasserbohrungen (wenn auch mit geringerer Bohrdichte) beruhendes – Kärtchen der Quartärbasis (LAHNER & STAHL 1969: 10), das für die eigenen Arbeiten – leicht verändert und ergänzt – übernommen werden konnte (Abb. 17). Darauf basierend wurde ein Querprofil entworfen, das die gegenüber dem Lorenzer Reichswald etwas anderen Lagerungsverhältnisse von mesozoischem Untergrund und Sandüberdeckung verdeutlicht (Abb. 18).

3.2.2 Geländeoberfläche und Quartärbasis

Das Querprofil sieht auf den ersten Blick ganz ähnlich aus wie jenes aus dem Lorenzer Reichswald: am rechten Rand die Albstufe, davor die quartären Sande und unter ihnen die Gesteine des Alvorlandes. Auch die relativen Höhen erscheinen vergleichbar: zwischen dem Westrand der Sandverschüttung und dem höchsten Punkt der Alb-Schichtstufe beträgt der Höhenunterschied im Profil aus dem Lorenzer Reichswald (375/565 m =) 190 m, im Profil südlich Neumarkt (425/590 m =) 165 m. Bei genauerem Hinsehen – und wenn man die Karten (Beil. 3 und 4 und Abb. 17) hinzuzieht – erkennt man aber auch Unterschiede. Zunächst fällt auf, daß das

Neumarkter Profil nicht nur absolut höher liegt, sondern auch relativ (d.h. in bezug auf den mesozoischen Untergrund) höher: der Weißjura ist hier in größerer Mächtigkeit erhalten, und die Quartärbasis greift nicht bis in den Keuper hinunter, sondern erreicht gerade noch die obersten Lias-Schichten. Zweitens ist die Quartärbasis nicht so steilhängig in den Untergrund eingetieft wie im Falle des Lorenzer Reichswalds. Das hat zwei Ursachen. Einmal lagern die mesozoischen Liegendschichten hier flacher als im Lorenzer Reichswald: der Keuper streicht erst 10 km westlich des Albstufenrandes zutage aus, die Eintiefung erfolgte in weniger widerständigen Gesteinen (insbesondere dem hier über 60 m mächtigen Opalinuston des unteren Dogger). Vor allem aber prägt sich darin die Wasserscheiden-Situation des Neumarkter Raums aus. Wie noch heute die Schwarzach und ihre Quellbäche (als Zubringer der Rednitz) im Norden und der Wiefelsbach (als Zubringer der Sulz und damit der Altmühl) im Süden hier ihren Ursprung haben, so griffen auch vor dem Hochstand der letzten Kaltzeit die Quellbäche des Rheinsystems von Norden und die des Donausystems von Süden bis in den Neumarkter Raum zurück und verloren dabei – naturgemäß – quellwärts an Erosionskraft. Die flache (Tal-)Wasserscheide lag damals nur 2 km südlich des Ortskerns von Neumarkt (Abb. 17).

Die Auflagerungsfläche der quartären Sande liegt hier also stratigraphisch deutlich höher als im Lorenzer Reichswald. Das ist einer der Gründe, weshalb sie auch höher am Stufenhang hinaufreicht als dort. Der zweite Grund ist die ganz andere Grundrißform des Stufenrandes: während er im Lorenzer Reichswald glatt verläuft, ist er bei Neumarkt kräftig gebuchtet. Diese Stufenrandbuchten haben als Sandfänger gewirkt, und deshalb sind die Sandakkumulationen hier nicht nur zu größerer Mächtigkeit (flächenhaft – und nicht nur über den Tiefenlinien – 20-30 m und mehr) aufgewachsen, sondern reichen am Innenrand der Stufenrandbuchten auch bis auf die Albhochfläche hinauf und – stellenweise – bis in das Tal des westlichsten Altmühl-Zubringers auf der Alb – der Weißen Laaber – hinüber. Auf der Albhochfläche ist die Sandüberdeckung freilich nur geringmächtig. Nur in den beiden Trockentälern, die zur Siegenhofer Mühle im Laabertal hinunterziehen, liegen Schwemmsande in mehreren Metern Mächtigkeit vor. Größere Mächtigkeiten sind sonst nur im Luv der Albstufe erhalten. Aber sie sind hier deutlich höher hinauf faßbar als im Lorenzer Reichswald: dort enden sie am flachen Unterhang über dem Opalinuston, hier reichen sie den steilen Stufenhang bis auf den Doggersandstein hinauf. Die Quartärbasis ist deswegen unterhalb des Stufenrandes auch durchweg steiler geböschet als im Lorenzer Reichswald.

Hinsichtlich der Verbreitung der Dünen fällt zunächst auf, daß sie unregelmäßiger verteilt sind als im Lorenzer Reichswald. Das Gebiet südlich Neumarkt ist flächenhaft dünenfrei (Beil. 3), ebenso das Innere der Stufenrandbucht, die vom Greißelbach entwässert (und von der Eisenbahn zum Übertritt in das Tal der Weißen Laaber benutzt) wird, ebenso auch die Stufenrandbucht von Wangen (beides Beil. 4) und schließlich die kleineren Sandvorkommen auf der Albhochfläche. Wo auf der Albhochfläche Dünen ausgebildet sind, sind sie deutlich kleiner als die vor der

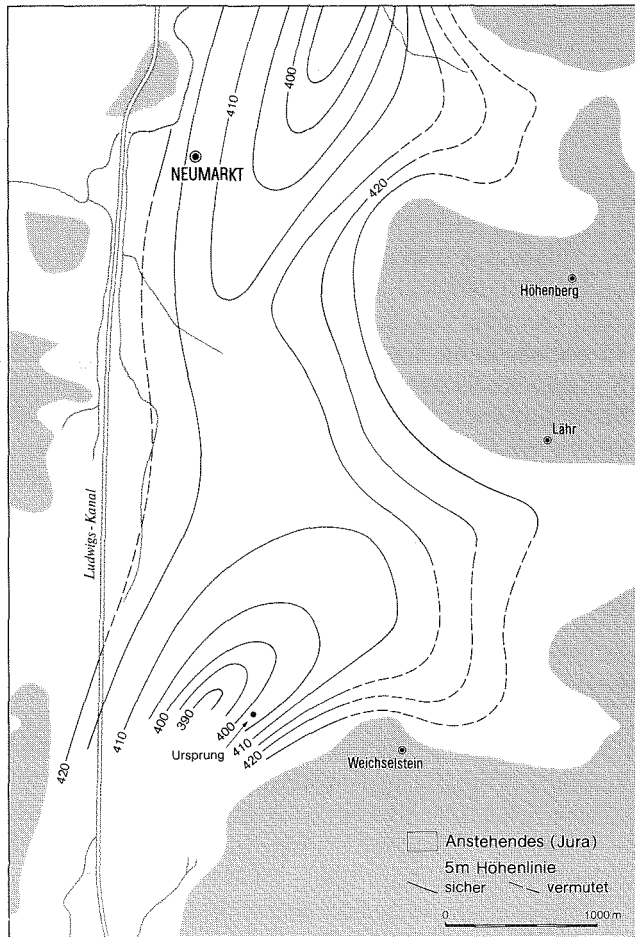


Abb. 17: Die Quartärbasis im Raum Neumarkt (nach LAHNER & STAHL 1969: 10, umgezeichnet). Maßstab 1:50000

Albstufe und – anders als diese – zumeist als Strich-, gelegentlich als Parabeldünen ausgebildet (Beil. 3). Kleine Gruppen von niedrigen und unspezifisch ausgebildeten Dünen kommen auch westlich des Talpasses von Neumarkt vor, so unmittelbar westlich des Wiefelsbaches, beim Stadl- und beim Dietlhof (Beil. 4). Größere und deutlichere Walldünenformen sind jedoch fast nur östlich der Tiefenlinie des Talpasses und vor der Albstufe vorhanden, auch hier aber in durchaus verschiedener Zahl, Ausbildung und Gruppierung. Ein an die Dünenanordnung im Lorenzer Reichswald erinnerndes Dünen-Ensemble, das schon auf den ersten Blick auch morphologisch gliederbar erscheint, findet sich allein im Gebiet südöstlich Neumarkt vor, in und oberhalb der Stufenrandbucht zwischen Lähr und Weichselstein (Beil. 3).

Die äolischen Sandablagerungen

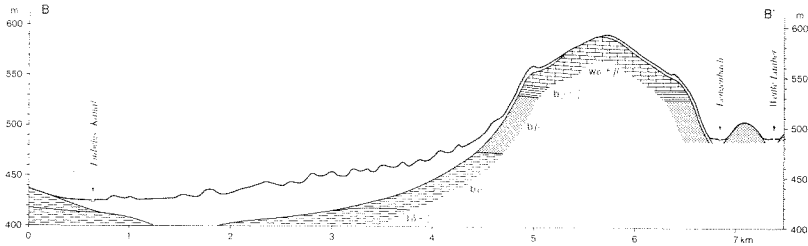


Abb. 18: Geologisches Profil vom Albvorland bis auf die Albhochfläche im Neumarkter Raum. Maßstab 1:75000, 10-fach überhöht. Zur Lage vgl. Beil. 3

3.2.3 Detailbeobachtungen und ihre Deutung

Die Untersuchungen im Neumarkter Raum in der zweiten Hälfte der 70er Jahre folgten einem etwas anderen Weg als die im Lorenzer Reichswald: Zwar war das erste Untersuchungsziel auch hier eine Inventarisierung des Reliefs der äolisch verfrachteten Sande, insbesondere die Verteilung, die Gruppierung und der Formenschatz der Dünen. Aber vor dem Hintergrund der Ergebnisse aus dem Lorenzer Reichswald konnten die Untersuchungen auf zwei Fragen konzentriert werden:

1. Lassen sich die im Lorenzer Reichswald unterschiedenen Reliefformen und Sedimenttypen und das daraus abgeleitete Prozeßgefüge auch im Neumarkter Raum nachweisen, und
2. wenn ja, gibt es Ergänzungen oder Modifikationen? Insbesondere: Lassen sich hier Antworten finden auf die Fragen, die die Untersuchungen im Lorenzer Reichswald hatten offen lassen müssen?

3.2.3.1 Korngrößenverteilungen

Vor allen weiteren Untersuchungen mußte die Frage beantwortet werden, ob die Sande des Neumarkter Raums der Genese nach überhaupt jenen des Lorenzer Reichswalds entsprechen. Denn das potentielle Hauptausblasungsgebiet – die Hauptterrasse des Rednitztales – liegt im Neumarkter Raum fast 10 km weiter entfernt als im Lorenzer Reichswald (27 gegenüber 18 km), vor allem aber fehlt ein Äquivalent des ausgedehnten Flugsandgebiets im Nürnberg/Fürther Raum, das mit seinem Ostrand bis auf 5 km an das des Lorenzer Reichswaldes heranreicht und für den Flugsandtransport eine Brückenfunktion ausübte. Zwar gibt es auch im Albvorland westlich des Neumarkter Sandakkumulationsgebiets einzelne Flugsandvorkommen mit aufgesetzten Dünen – so bei Harrlach nordöstlich Roth oder bei Burggriesbach westlich Berching –, die einen west-östlich gerichteten Flugsandtransport belegen, aber es war bis in die 60er Jahre durchaus nicht sicher, ob nicht zumindest die Sande in der Tiefenlinie des Neumarkter Talpasses fluvialen Ferntransport ihre Entstehung verdanken (vgl. dazu LAHNER & STAHL 1969: 30). Aufgrund der Korngrößen hatten



*Abb. 19: Schichtdeformationen in Basis-Schwemmsanden
(Sandgrube Klebl. Aufn. Verf. Mai 1978)*

aber bereits LAHNER & STAHL zeigen können, daß es sich auch bei den offensichtlich durch fließendes Wasser transportierten Talsanden des Neumarkter Raums um zwar mehrfach umgelagertes, aber primär äolisch herantransportiertes Material handelt, das aus den Sandsteinen des Keupers abzuleiten ist. Die eigenen Untersuchungen haben das bestätigt.

Das wird sofort deutlich, wenn man die Korngrößen-Histogramme aus dem Lorenzer Reichswald mit jenen des Neumarkter Raums vergleicht (Abb. 11): hier wie dort liegt der Medianwert im groben Mittelsand, der die Herkunft der Masse des Materials aus dem Sandstein-Keuper belegt. Ebenso lassen sich aufgrund der Korngrößenspektren die aus dem Lorenzer Reichswald bekannten Sedimenttypen identifizieren und unterscheiden. Neben direkt Vergleichbarem gibt es hier aber auch Unterschiede. So erwies es sich als notwendig, die Basis-Schwemmsande der Unterhänge im Neumarkter Raum von den Schwemmsanden des Talbodens zu unterscheiden. Denn deren Histogramme zeigen vielfach (Probe S 60 aus der Sandgrube Rohmann südwestlich Sengenthal) eine auffallende (und charakteristische) Mehr Gipfligkeit, die schlechte Sortierung anzeigt und insofern von den bisher besprochenen Korngrößenverteilungen abweicht. Sie lassen sich aber vergleichen mit einem Bach-Schwemmsand aus der Röthenbach-Hauptterrasse im Lorenzer Reichswald. In beiden Fällen handelt es sich um durch fließendes Wasser über kurze Strecken transportiertes (und eben deswegen schlecht sortiertes) Material, an dem



*Abb. 20: Schichtwechsel zwischen deluvial und solifluidal/deluvial bewegten Sanden
(mit aufgesetztem Malmgeröll – Pfeil!) in Basis-Schwemmsanden
(Sandgrube Klebl. Aufn. Verf. Mai 1978)*

außer den eingewehten Sanden auch Komponenten aus den lokal anstehenden älteren Gesteinen beteiligt sind. Beim Basis-Schwemmsand (Probe W 7 aus der Sandgrube Rupprecht südöstlich Neumarkt) fällt – bei prinzipieller Ähnlichkeit mit den Basis-Schwemmsanden des Lorenzer Reichswalds – der etwas höhere Feinsandgehalt (und ein entsprechend verschobener Medianwert) auf. Das gleiche gilt für den Flugsand (Probe S 34 aus der Sandgrube Bögl südwestlich Sengenthal). Dagegen ist der Dünensand (Probe W 26 aus der Sandgrube Rupprecht) oft gröber als jener aus dem Lorenzer Reichswald. Umgekehrt springt bei einer Sandprobe aus dem Dünensand auf der Albhochfläche (W 12) die Verschiebung zum Feineren hin ins Auge: hier ist offensichtlich viel Material aus dem Dogger-Sandstein in die Ablagerung eingegangen.

Insgesamt ergibt sich aber eine weitgehende Übereinstimmung zwischen den Proben aus dem Lorenzer Reichswald und aus dem Neumarkter Raum. Das heißt zunächst, daß auch hier mit einer ähnlichen Genese gerechnet werden kann, und daß Einzelproben allein aufgrund ihres Korngrößenspektrums bestimmten Ablagerungsvorgängen zugewiesen werden können. Das war deswegen wichtig, weil die Aufschlußverhältnisse im Neumarkter Raum auch in der zweiten Hälfte der 70er Jahre schon nicht mehr so gut waren wie im Lorenzer Reichswald: neben den großen Sandgruben südöstlich Neumarkt – beiderseits der Regensburger Straße (B 8) vor

deren Albaufstieg – standen nur die beiden Gruben Bögl und Rohmann südwestlich Sengenthal als Großaufschlüsse zur Verfügung, im übrigen mußte auf bereits verfallende Kleingruben zurückgegriffen werden oder auf Bohrungen, und bei deren Beurteilung ist das Korngrößenspektrum oft das einzige aussagekräftige Kriterium.

Gleichwohl blieben Beurteilungsprobleme. Sie ergaben sich vor allem bei der Unterscheidung von Basis-Schwemmsand und rein äolisch transportiertem Flugsand, die sich im Korngrößenspektrum sehr ähnlich sehen und auch im Lorenzer Reichswald einwandfrei oft nur durch ihre Lage im Sedimentstapel, durch ihre Lagerung (West/Ost-Gefälle statt des Ost/West-Gefälles der Basis-Schwemmsande) und durch das Fehlen der für die Basis-Schwemmsande typischen Frostspalten-Pseudomorphosen identifiziert werden konnten: alle Merkmale, die sich nur in einem größeren Aufschluß feststellen lassen. Hier half jedoch in den meisten Fällen ein für den Neumarkter Raum charakteristischer Unterschied der internen (Vertikal-) Gliederung von verschwemmten und rein äolisch transportierten Sanden weiter.

3.2.3.2 Vertikalgliederung

3.2.3.2.1 Generelles

Während die rein äolisch transportierten Flugsande des Neumarkter Raums oberflächennah oft keine sofort sichtbare Schichtung aufweisen und auch in tieferen Aufschlüssen zwar einwandfrei geschichtet sind, aber keinen klaren Materialwechsel erkennen lassen, weisen alle verschwemmten Sande – also sowohl die Schwemmsande des Talgrunds wie die Basis-Schwemmsande der Unterhänge – hier eine gegenüber den Verhältnissen im Lorenzer Reichswald viel ausgeprägtere Horizontierung durch Material aus dem mesozoischen Untergrund auf. Darin macht sich die größere Nähe zum Stufenhang der Alb, das steilere Gefälle der Quartärbasis und – nicht zuletzt – deren Lage über höheren Schichten des Doggers bemerkbar. Besonders der Dogger-Sandstein – der hier vor allem im Hauptflöz und im Felssandstein

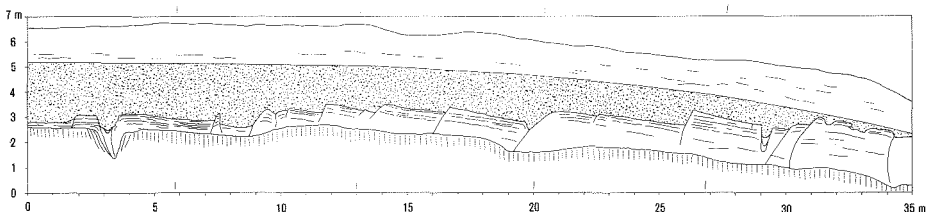


Abb. 21: Isometrische Aufnahme der in die pleistozäne Sandserie unter dem Stufenhang südöstlich Neumarkt eingeschalteten, „quasi-tektonisch“ zerbrochenen Gleitscholle. Flugsande im Dach, darunter (gerastert) Solifluktionsscholle, an der Basis die Oberkante der Gleitscholle. Maßstab 1:300



Abb. 22: Aufschlußdetail der Gleitscholle unter dem Stufenhang südöstlich Neumarkt:
„Quasi-tektonische“ Graben- und Horstbildungen (Aufn. Verf. Sept. 1988)

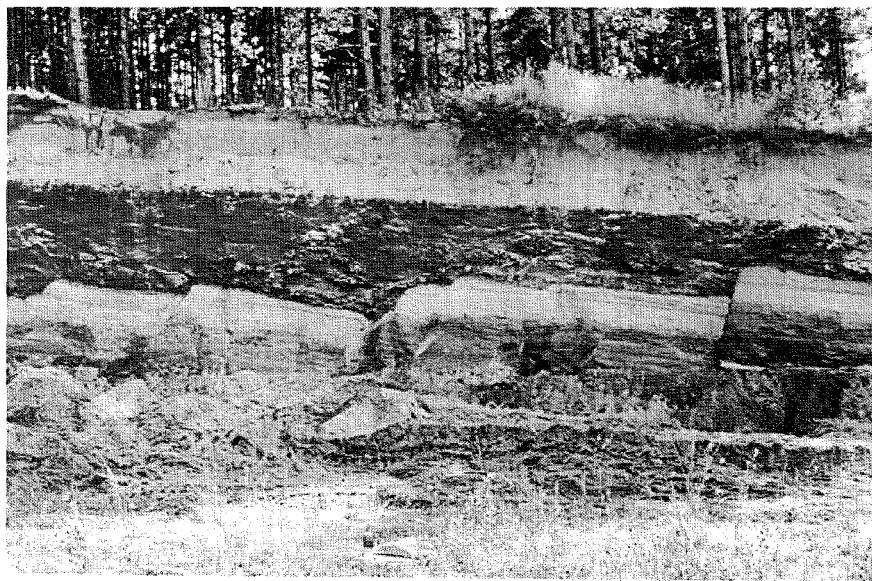
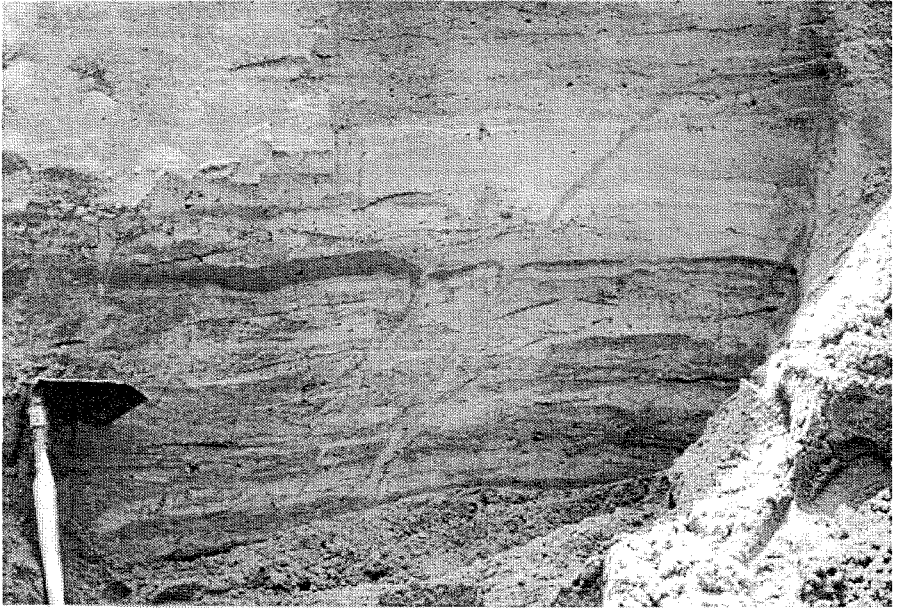


Abb. 23: Aufschlußdetail der Gleitscholle unter dem Stufenhang südöstlich Neumarkt:
„Quasi-tektonische“ Heraushebung der talwärtigen Schollen (Aufn. Verf. Sept. 1988)



*Abb. 24: Basis-Schwemmsande mit Frostspalten-Pseudomorphosen
(Sandgrube Rohmann. Aufn. W. SCHUMANN Sept. 1978)*

(HÖRAUF 1959) Lagen stark färbenden Materials enthält – hat zu dieser – in jedem Aufschluß auffallenden – Horizontierung beigetragen (Abb. 19). Unmittelbar unter der Albstufe können auch Bänder gröberer Materials auftreten, für deren Entstehung ein Mischtyp von deluvialem und solifluidalem Transport unterstellt werden muß (Abb. 20). Und in einem – allerdings exzeptionellen – Fall war in die Sandfolge unter dem Stufenhang eine Gleitscholle eingelagert, die durch eine überlagernde Solifluktionsmasse derart belastet worden war, daß sie in Kleinschollen zerbrach, die dann – je nach Belastungsdruck – „quasi-tektonisch“ gegeneinander verstellt wurden (Beil. 2,4 und Abb. 21-23)¹⁰.– Neben der kräftigeren Horizontierung unterscheiden sich die verschwemmten Sande auch im Neumarkter Raum von den rein äolisch transportierten Flugsanden durch das Auftreten von Frostspaltenpseudomorphosen (Abb. 24).

3.2.3.2.2 Die Schichtfolge am Unterhang der Schichtstufe

In den großen Aufschlüssen am Unterhang der Schichtstufe südöstlich von Neumarkt ließ sich wie im Lorenzer Reichswald ein Stockwerkbau der Sandablagerungen feststellen. Aber anders als im Lorenzer Reichswald folgt hier über den mächtigen, einwandfrei als solche identifizierbaren Basis-Schwemmsanden sofort das Dünenstockwerk (Abb. 25 und 26). Ein Flugsandstockwerk mit rein äolisch

transportierten Sanden ohne deluviale Zwischenlagen fehlt hier also. Flugsande *sensu stricto* kommen zwar im Neumarkter Raum durchaus vor, ihr typischer Ablagerungsraum ist aber nicht der Stufenunterhang, sondern die Talsohle, wo sie in der Regel das Dach der dortigen niedrigen Dünen bilden (vgl. dazu u. S. 39). Am Stufenunterhang dagegen muß der Prozeß der Dünenbildung der Ablagerung der Basis-Schwemmsande ohne zwischengeschaltete Flugsand-Phase unmittelbar gefolgt sein. Der Grund dafür dürfte in dem – verglichen mit den Verhältnissen im Lorenzer Reichswald – steileren Längsgefälle von Sohle und Oberfläche der Basis-Schwemmsande zu suchen sein. Zwar ließ sich der Einfallswinkel der Schwemmsandoberfläche hier mangels geeigneter Aufschlüsse nicht direkt messen. Aber man kann ihn – weil eben die Querdünen den Schwemmsanden direkt aufsitzen – im Südteil der Lähr/Weichselsteiner Stufenrandbucht – also dort, wo die Querdünen am besten ausgebildet sind – durch eine Verbindung der Dünenbasen rekonstruieren. Dabei ergibt sich zwischen tiefst- (440 bzw. 445 m) und höchstgelegener Dünenbasis (jeweils 475 m) ein durchschnittliches Längsgefälle von etwa $1,5^\circ$. Das entspricht dem im Lorenzer Reichswald gemessenen Wert (s.o.S. 8). Hangauf wird das Gefälle jedoch rasch steiler, es nimmt auf 2, 3, stellenweise auf 4° zu. Entsprechendes fehlt im Lorenzer Reichswald. Es scheinen daher die Gefällsverhältnisse am Oberhang gewesen zu sein, die den Verschwemmungsvorgängen hier eine höhere Dynamik verliehen und damit eine Flugsandakkumulation verhinderten, bis der Prozeß der Dünenbildung einsetzte (zu kritischen Längsgefällen vgl. im übrigen u. S. 50f.).

3.2.3.2.3 Schichtfolgen im Talgrund

Die Sande im fastebenen Talgrund des Neumarkter Raums waren zur Zeit der Aufnahmen (und sind auch heute) nur an wenigen Stellen aufgeschlossen. Für ins einzelne gehende Untersuchungen standen seinerzeit nur die Gruben Bögl und Rohmann südwestlich Sengenthal zur Verfügung, dazu kamen einige Kleinaufschlüsse, sonst mußte gebohrt werden. Insgesamt ergab sich daraus das folgende:

1. Im dünenfreien Talgrund liegen erwartungsgemäß verschwemmte Sande und zwar neben- und z.T. – in wechselnder Folge – übereinander in drei verschiedenen Typen: 1. die typischen Basis-Schwemmsande, 2. die Schwemmsande mit stärkeren Anteilen lokalen Materials und infolgedessen schlechterer Sortierung, 3. – weniger verbreitet – ausgesprochen gut sortierte Sande mit einem zum Gröberen hin verschobenen Korngrößenspektrum (Medianwerte im Grobsand!). Diese groben, meist gut geschichteten und flach lagernden Sande können nur durch kräftig und gleichmäßig strömendes Wasser transportiert und abgesetzt worden sein (vgl. dazu u. S. 40ff.). Das heißt aber, daß der Talpaß von Neumarkt nicht nur von sandtransportierenden Winden in West/Ost-Richtung überweht, nicht nur von der Stufenstirn her (also aus der Gegenrichtung) Sand eingeschwemmt wurde, sondern zeitweise (d.h.: saisonal) – trotz der Wasserscheidensituation – auch einwandfrei fluvialer Sandtransport



*Abb. 25: Der Stockwerkbau der Sandablagerungen südöstlich Neumarkt
(Sandgrube Rupprecht. Aufn. Verf. Juni 1979)*

stattfand. Er war meridional gerichtet (also senkrecht zur äolischen wie zur deluvialen Transportrichtung), was das – zunächst verwirrende – Neben- und Übereinander der drei Sandtypen erklärt. Der fluviale Sandtransport ging in den näher untersuchten Fällen im Gebiet südwestlich Sengenthal nach Süden. Im Gebiet von Neumarkt ist er aber sicher nach Norden gegangen, die damalige Wasserscheide dürfte wenig nördlich der heutigen gelegen haben. Der eingewehte und dann deluvial verlagerte Sand wurde also – wie nach den Erfahrungen aus dem Lorenzer Reichswald zu erwarten – auch unter den besonderen Verhältnissen des Neumarkter Talpasses nicht einfach im Talgrund abgelagert, sondern sofort von fließendem Wasser aufgenommen und – großenteils – fluvial wieder abgeführt. Wegen der Wasserscheiden-situation war die Transportkraft der – ja nur kurzzeitig und über hochliegendem Permafrostspiegel abgehenden – Fließgewässer nicht sehr groß, so daß in der Bilanz die Akkumulation überwog. Aus dem gleichen Grund war sie aber auch unterschiedlich groß: am geringsten sicherlich im Bereich der damaligen Talwasserscheide. Dort mußte entsprechend die Zufuhr/Abfuhr-Bilanz die positivsten Werte erreichen, also viel Sand liegenbleiben, der dann wieder für äolische Verfrachtung zur Verfügung stand. Nicht zufällig liegen daher die ausgeprägtesten äolischen Akkumulationsformen direkt östlich der kaltzeitlichen Wasserscheide in der Stufenrandbucht von Lähr/Weichselstein.

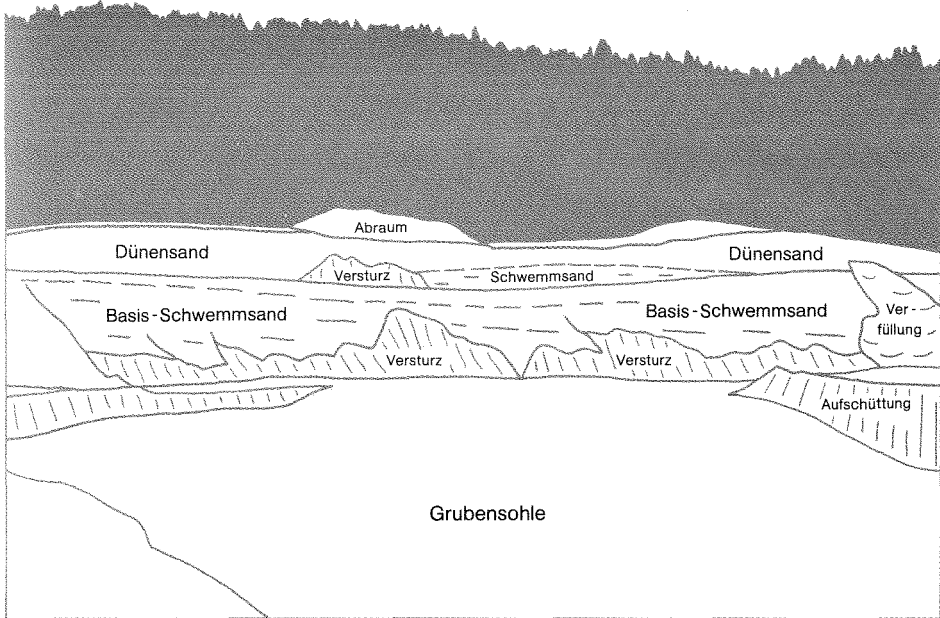


Abb. 26: Der Stockwerkbau der Sandablagerungen südöstlich Neumarkt. Umzeichnung von Abb. 25. Anders als im Lorenzer Reichswald lagern hier Dünenande direkt über Basis-Schwemmsanden, ein Flugsandstockwerk fehlt. Zwischen den beiden Dünen ist die typische – aus dem Dünental herausziehende – jüngere Schwemmsandaufgabe erkennbar

2. Über den Schwemm- – und stellenweise auch über den fluvial transportierten – Sanden liegen vielfach niedrige Dünen von unspezifischer – eher rundlicher – Grundrißform, die von typischen Flugsanden mittlerer Korngröße gebildet werden. Aber auch langgestrecktere Dünenformen – wie am Südrand des Dünengebiets von Lähr/Weichselstein (Beil. 3) oder in der Stufenrandbucht von Greißelbach (Beil. 4) – bestehen durchweg aus mittelkörnigen Flugsanden. Flächenhaft verbreitet – als Flugsanddecken – kommen Flugsande dagegen im Neumarkter Gebiet – anders als im Lorenzer Reichswald – offenbar nicht vor. Das kann nur so erklärt werden, daß die deluvialen Prozesse hier die direkte, flächenhafte Flugsandakkumulation meist verhindert haben. Auch die langgestreckten – strichdünenähnlichen – Flugsandakkumulationen des Gebietes dürften ihre Form nicht nur der vorherrschenden Windrichtung verdanken, sondern über „Sandbänken“ zwischen deluvialen Schwemmbahnen aufgewachsen sein.

Auch im Lorenzer Reichswald war jedoch bereits darauf hingewiesen worden, daß die Flugsanddecken dort unscharfe Ränder haben, deluviale Verschwemmung also auch dort die Flugsandakkumulation seitlich begrenzt hat. Im Prinzip sind demnach hier wie dort die gleichen Prozesse abgelaufen. Wenn die deluvialen Prozesse im Neumarkter Raum so offensichtlich überwogen haben, dann liegt das

vermutlich – wie schon bei der Dünenstockwerksbildung am Stufenunterhang (o.S. 37) erörtert – daran, daß die Dynamik der Verschwemmungsvorgänge wegen des steilergeböschten Rückgeländes hier kräftiger war als im Lorenzer Reichswald.

3. Außer den flachen Kleindünen kommen auch im Talgrund längerhinziehende ausgeprägte Querdünen vor, die – wie die des Stufenunterhangs – vielfach 5, stellenweise bis 8 m relativer Höhe erreichen. Auch sie sitzen in der Regel direkt verschwemmten oder fluvial transportierten Sanden auf und weisen das typische – zum Gröberen hin verschobene – Korngrößenspektrum der Dünensande auf, unterscheiden sich also nicht wesentlich von den Querdünen des Stufenunterhangs. Sie sind jedoch von diesen stets durch eine ausgeprägte deluviale Schwemmbahn abgesetzt und – wie die inneren Dünen des Lorenzer Reichswalds – sicher etwas jünger.

Das Nebeneinander von kleinen, niedrigen Dünen aus Flugsanden und höheren und längeren Querdünen aus gröberen Dünensanden im Neumarkter Raum legt die Überlegung nahe, ob nicht (unter den hier gegebenen Bedingungen) für die Ausbildung von Wanderdünen – mit reptativem Sandtransport – ein gröberes Korn eine notwendige Voraussetzung war. In jedem Fall jedoch stellt sich die Frage, wo dieses gröbere Material herkam. Nach dem oben (unter 1.) Gesagten kommen dafür in erster Linie die zuvor fluvial transportierten Sande mit ihrem Grobsandgehalt in Frage.

4. In der Grube Rohmann südwestlich Sengenthal ließ sich unter einer flachen Flugsanddüne ein sonst – aus technischen Gründen – nicht beobachteter Stockwerkbau fassen, der für die Entwicklung der Dünen im Neumarkter Raum weitere Aussagen zuläßt (Abb. 27 - 32). Hier liegen – von unten nach oben – übereinander (Abb. 29): 1. ein Basis-Schwemmsand mit leicht zum Gröberen hin verschobenem Korngrößenspektrum, 2. ein ausgesprochen grober, eng geschichteter, offensichtlich von kräftig und gleichmäßig strömendem Wasser abgesetzter Sand, 3. ein wieder feinerkörniger Sand, der in den unteren Partien noch Schwemmsandmerkmale aufweist, nach oben aber in eindeutigen Flugsand übergeht. Zwischen (2) und (3) liegt eine deutliche Erosionsdiskordanz, die den groben fluvialen Sand schräg südwärts abschneidet (Abb. 30). Die Schichtung von (3) – und teilweise auch von (2) – ist in der Nähe der Oberfläche ausgelöscht. Diese Auslöschung greift sack- und zapfenartig in die (noch) geschichteten Partien ein (Abb. 31) und ist offenbar eine Folge der Durchwurzelung durch die Vegetation (vgl. dazu o.S. 25).

Interessant ist hier vor allem der gut geschichtete Grobsand (2). Er belegt, daß hier einmal die fluviale Abfuhr des Sandüberschusses aus dem Gebiet der Talwasserscheide nach Süden durchging. Vermutlich handelte es sich dabei nicht um den einzigen Abfuhrweg, weil der Neumarkter Talpaß sich nach der Enge bei der Seitzermühle (Beil. 3) an der Einmündung der Lach trichterförmig erweitert (Beil. 4). Deswegen konnte er durch von Osten – aus der Greißelbacher Stufenrandbucht – eingeschwemmte Sande leicht blockiert, der fluviale Abfluß also nach Westen

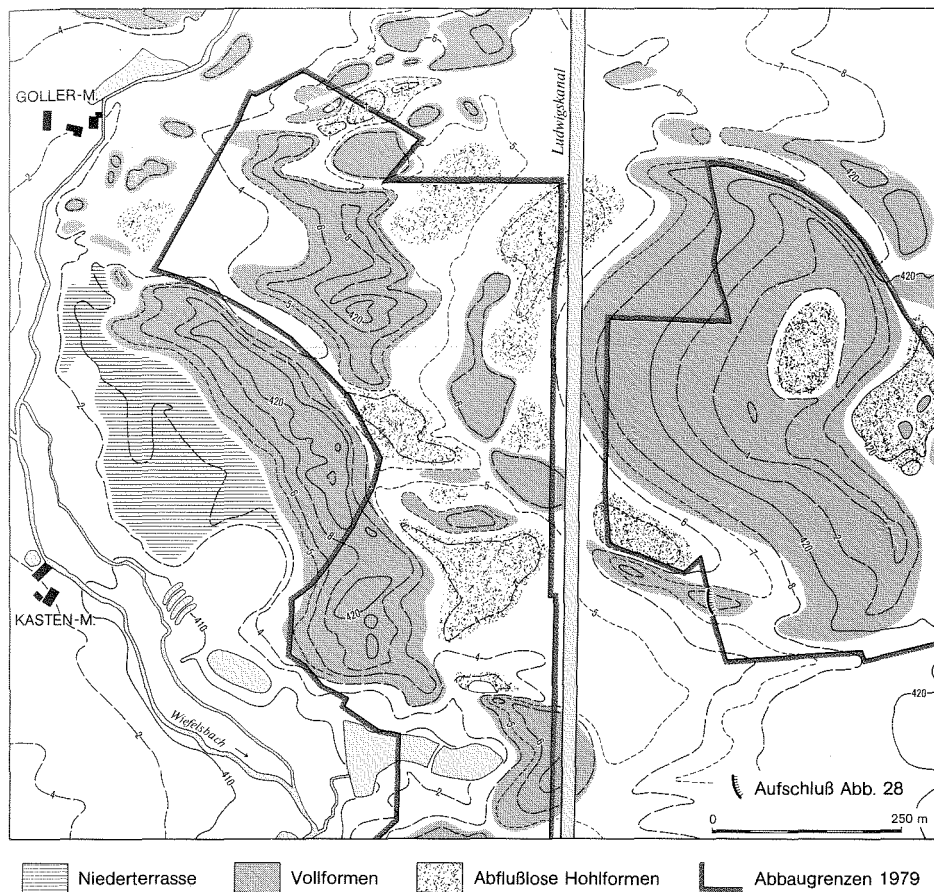


Abb. 27: Ursprüngliches Dünenrelief bei der Goller-Mühle nach den Höhenflurkarten 1:5000 (im Kanalbereich ergänzt) mit den Abbaugrenzen der Grube Rohmann (rechts des Kanals) und des Werks Bögl (links des Kanals) im Jahr 1979.

Die hochglaziale Aufschüttungsfläche ist hier durch spätglaziale fluviale und deluviale Abtragungen tiefergelegt und durch – gleichzeitige – äolische Prozesse (Aufwehung und Ausblasung) weiter verändert worden.

Näheres s. Text. Maßstab 1:10000. Zur Lage vgl. Beil. 4

abgedrängt werden. Für einen solchen Vorgang spricht, daß der Wiefelsbach – der ja ein Erbe des letzten kaltzeitlichen Abflusses ist – noch heute oberhalb der Lach-Mündung (bei der Schmid-Mühle) auffällig nach Westen ausbiegt. Die Erosionsdiskordanz zwischen (2) und (3) zeigt demnach nicht nur einen lokalen Wechsel des Sedimentationsvorgangs an, sondern auch eine Verlegung des überlokal wichtigen Sandtransportweges nach Süden.



Abb. 28: Queraufgeschlossene flache Düne in der Grube Rohmann
(Aufn. W. SCHUMANN Sept. 1978)

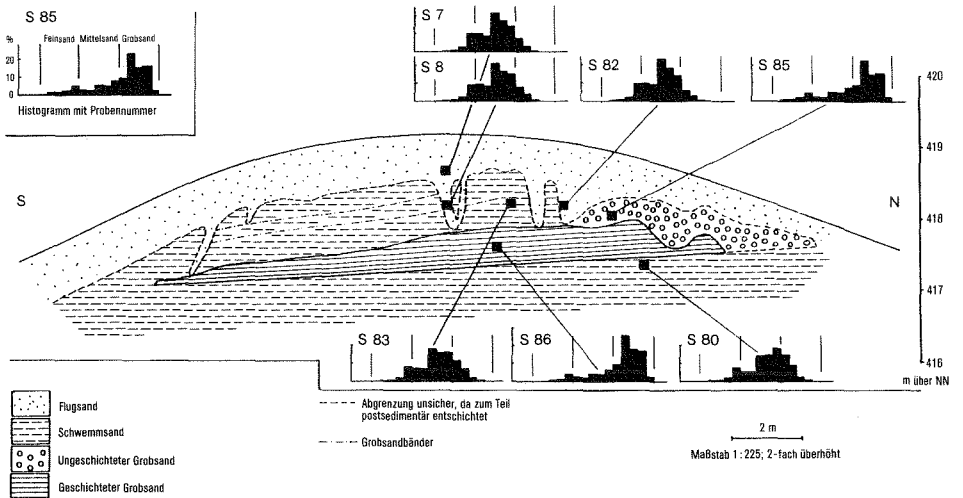
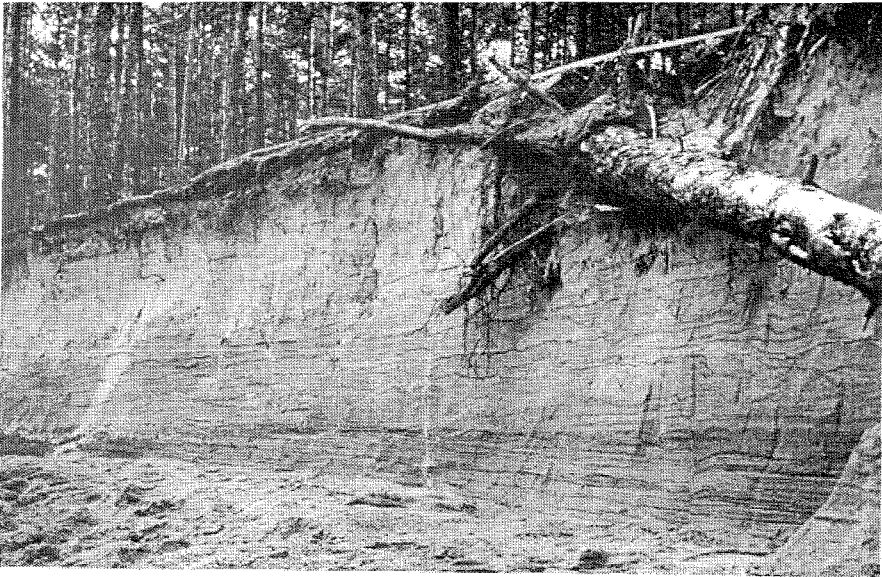


Abb. 29: Isometrische Aufnahme der Schichtfolge im Querschnitt Abb. 28 mit
 Probeentnahmestellen und Korngrößen-Histogrammen
 (aus SCHUMANN 1980, überarbeitet). Zur Lage vgl. Abb. 27



*Abb. 30: Abgegrabene linke Hälfte des Querschnitts Abb. 28. Deutlich erkennbar sind die von Schwemmsanden überlagerten, enggeschichteten und flachlagernden, fluvial transportierten Grobsande im unteren Teil des Profils
(Aufn. W. SCHUMANN Sept. 1978)*

Wichtig ist nun aber weiter, daß die fluvialen Grobsande (2) bis etwa 418 m über NN hinaufreichen, die Hauptterrasse längs des Wiefelsbaches auf gleicher Breite aber bei maximal nur 414 m Höhe liegt. Der Verdrängungsvorgang des fluvialen Abflusses nach Westen wäre demnach nicht nur durch die Überschüttung durch Schwemmsande bedingt, sondern auch durch eine Tieferlegung des Abflußweges auf der – dem heutigen Wiefelsbach folgenden – Westroute. Diese Tieferlegung des Abflusses kann – nach dem oben (S. 22) Gesagten – nur eine Folge des Absinkens des Permafrostspiegels im beginnenden Spätglazial sein. Es hat offenbar nicht sofort zur Bildung ausgeprägter Terrassenränder geführt, sondern – wegen des Anhaltens der Sandzufuhr von den Seiten her – nur zu einer ganz flachen Abböschung der Hänge beiderseits des Hauptabflußweges, mit anderen Worten: zu einer flächenhaften Tieferlegung der ursprünglichen Aufschüttungsoberfläche. Die flache Erosionsdiskordanz über den groben Sanden (2) – die ja eine tiefergelegene Erosionsbasis voraussetzt – kann als Folge eines solchen Ausräumungsvorganges interpretiert werden. In jedem Fall liegt hier aber ein eindeutiger Beleg dafür vor, daß – was für den Lorenzer Reichswald (o.S. 22f.) nur vermutet werden konnte – die Sandverschüttung des Hochglazials ursprünglich höher hinaufreichte als heute im Gelände erkennbar.



Abb. 31: Aufschlußdetail des Querschnitts Abb. 28: unten die flachlagernden, enggeschichteten, fluvial transportierten Grobsande, darüber Schwemmsande. Teilweise Auslöschung der Schichtung infolge Durchwurzelung (Aufn. W. SCHUMANN Sept. 1978)

Die fluviale Grobsandlage (2) liegt aber nicht nur höher als die Hauptterrasse, sondern auch höher als ihre unmittelbare Umgebung. Beiderseits der Vollform, in der sie erhalten ist, liegen flache, ringsum geschlossene Hohlformen, die im Norden bis unter 414,5 m, im Westen bis unter 413,5 m hinunterreichen (Abb. 27). Sie können – weil ringsum geschlossen – nicht durch fließendes Wasser, sondern müssen durch den Wind ausgeräumt worden sein. Hier läßt sich also der Nachweis führen, daß die Ausräumung der ursprünglich akkumulierten Sande nicht nur direkt durch die Tieferlegung des Vorfluters bedingt war, sondern auch indirekt – dadurch, daß die höherliegenden Sande beiderseits des Vorfluters nun ganzjährig trockenlagen, und

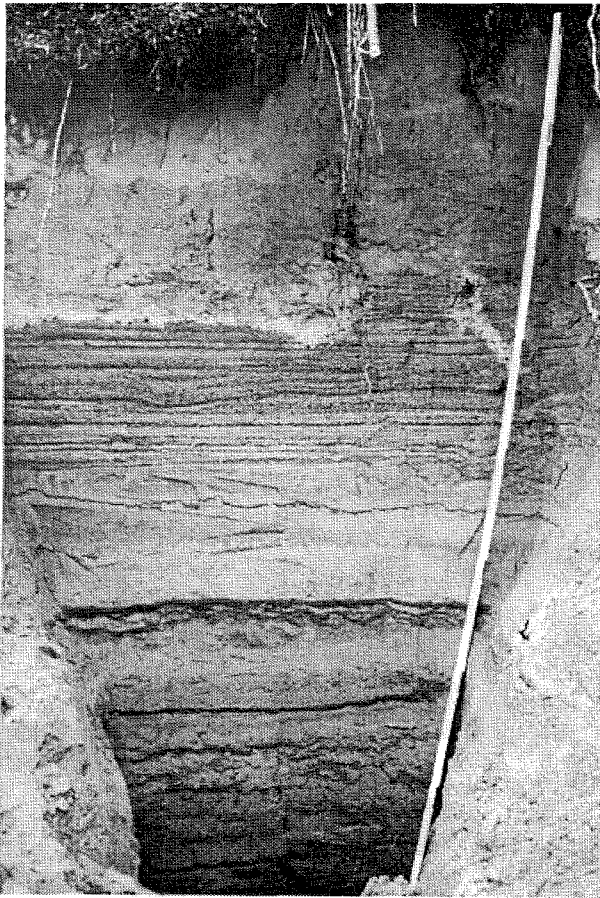


Abb. 32: Aufschlußdetail des Querschnitts Abb. 28: in der Mitte die fluvial transportierten Grobsande, im Dach infolge Durchwurzelung entschichtet, an der Basis durch eine Erosionsdiskordanz gegen die liegenden Schwemmsande abgesetzt (Aufn. W. SCHUMANN Sept. 1978)

damit die Winderosion angreifen konnte –, und darüberhinaus, daß diese Ausblasung durch den Wind durchaus Beträge von einigen Metern (hier 4-5 m) erreichen konnte.

Zugleich zeigt sich hier schließlich, daß diese Ausblasung nicht einfach flächenhaft vor sich ging, sondern sofort die Bildung von Dünen auslöste, insbesondere auch jener Querdünen, die das Ausblasungsgebiet noch heute säumen (Abb. 27). Sie entsprechen den jüngeren (inneren) Querdünen des Lorenzer Reichswalds. Der Vorgang der Entstehung dieser jüngeren Dünen, der für den Lorenzer Reichswald (o.S. 22) nur morphologisch – aufgrund ihrer Lage – erschlossen werden konnte, kann hier also direkt nachvollzogen werden.

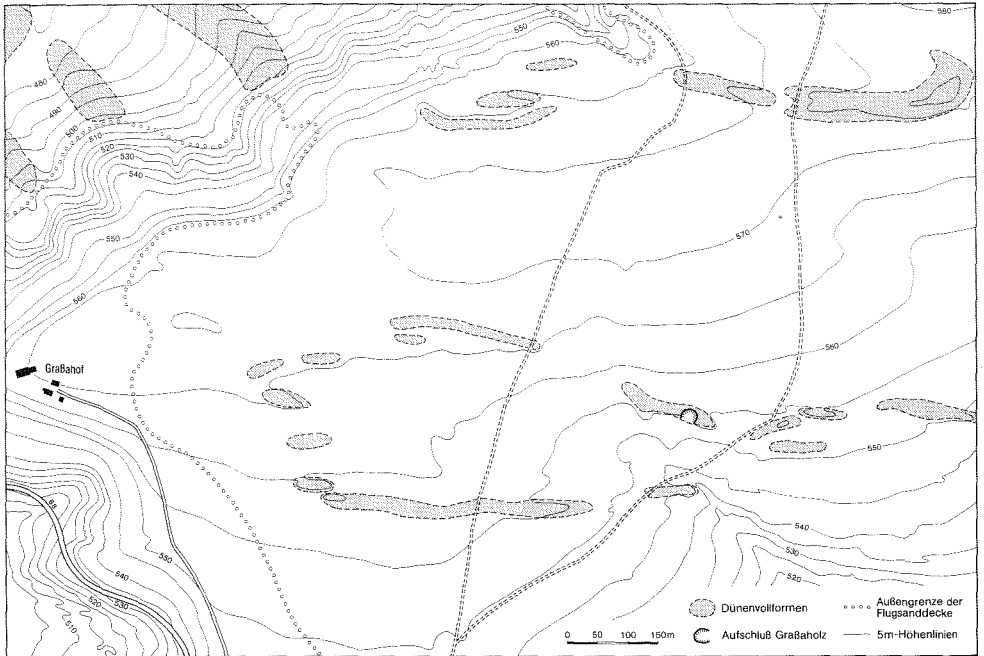


Abb. 33: Dünenrelief im Grassaholz auf der Albhochfläche südöstlich Neumarkt.
Maßstab 1:12500. Zur Lage vgl. Beil. 3

3.2.3.2.4 Eine Schichtfolge auf der Albhochfläche

In ein völlig anderes Milieu als im Talgrund des Neumarkter Passes führen die Sandakkumulationen auf der Albhochfläche. Sie sind meist nur geringmächtig und nur örtlich zu Dünen – meist Strichdünen – aufgehäuft. In der Nähe des – auf einem Albsporn südöstlich oberhalb Neumarkt gelegenen – Grassahofs konnten sie näher untersucht werden (Abb. 33 und 34).

Die Sandüberdeckung reicht hier aus der Lähr/Weichselsteiner Stufenrandbucht bis auf die Hochfläche hinauf und hat eine durchschnittliche Mächtigkeit von etwa 1 m. Dieser Sanddecke sind Dünen aufgesetzt, die im Norden des Grassahofer Albsporns bis zu 60 m Breite und 8 m relativer Höhe erreichen, im Süden jedoch – mit etwa 20 m Breite und 2 m Höhe – sehr viel schwächer ausgebildet sind. Die Flugsanddecke weist ein Korngrößenspektrum auf, das den Flugsanden des Talgrunds ähnelt (Abb. 34, Probe W 32), wenn auch der Feinsandanteil etwas höher ausfällt. Er ist durch den Transportweg bedingt, der den steilen Stufenhang hinauf führte (und deswegen feinere Korngrößen bevorteilte) und über den Ausbissen des Doggersandsteins zusätzlich Feinsande aufnehmen konnte. Die Dünen am Nordrand

Die äolischen Sandablagerungen

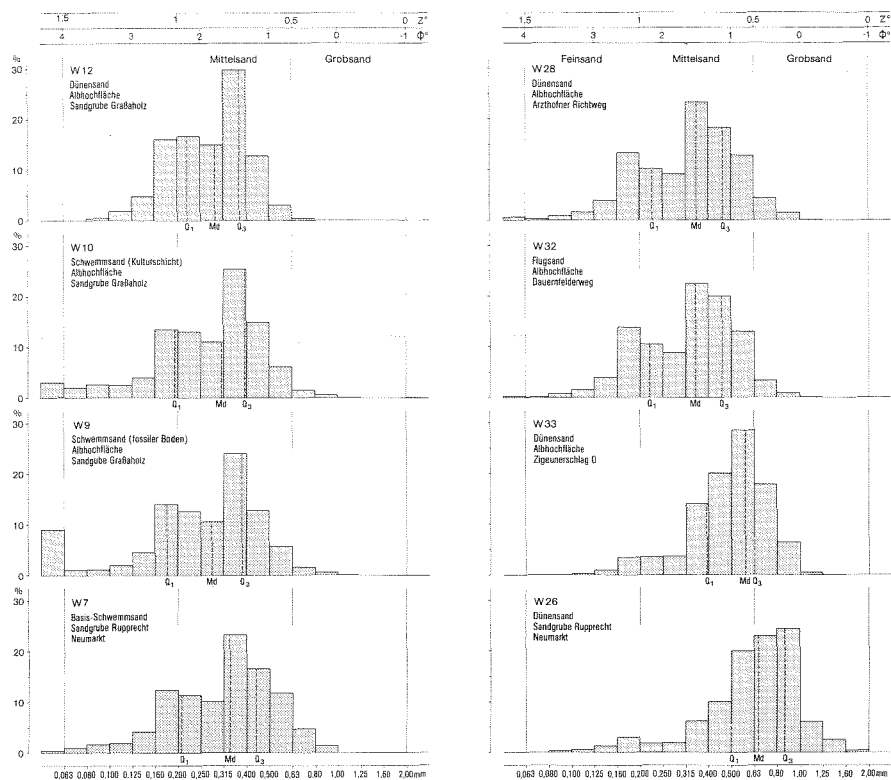


Abb. 34: Korngrößen-Histogramme von Proben aus dem Aufschluß Grassaholz und seiner Umgebung

des Grassahof-Sporns zeigen vielfach ein ähnliches Spektrum (Probe W 28). Teilweise weisen sie aber auch die für die Dünen des Stufenunterhangs typische Verschiebung zum größeren Korn auf (Probe W 33), wenn auch nicht so extrem wie dort (aus den gleichen Gründen wie die Flugsande). Sie sind – nicht nur wegen der Korngrößenspektren, sondern auch wegen ihrer großen Mächtigkeit – sicher als Äquivalente der Dünen am Stufenunterhang anzusprechen und damit wohl sicher auch spätkaltzeitliche Bildungen.

Anders liegen die Dinge bei den schwächtigen Strichdünen im Süden des Grassahof-Sporns. Ihr Aufbau konnte in einer kleinen (heute völlig zugewachsenen) Sandgrube etwa 1 km östlich des Grassahof näher untersucht werden, die bis auf die Basis der Sandakkumulation hinunterreichte (Beil. 2,5, zur Lage vgl. Abb. 33). Hier fand sich unter bis 2 m Dünenstrand mit hohem Feinkornanteil (Probe W 12) unmittelbar über der Lehmigen Albüberdeckung ein bis 30 cm mächtiger rötlich-brauner Horizont, der nach oben – mit unscharfer Grenze – in einen etwa 20 cm mächtigen

Horizont von graubrauner Farbe übergeht. Beide Horizonte zeigen ein Schwemmsand-Spektrum mit einer kräftigen Beimengung von feinerkörnigem Material aus der Lehmgigen Albüberdeckung (Proben W 9 und W 10). Der untere Horizont enthielt Malmkalkscherben, kleine bohnerartige Eisenkonkretionen und Holzkohlebröckchen, der obere außerdem Keramikscherben. Beide Horizonte sind von Gängen wühlender Tiere durchzogen. Die Oberkante des graubraunen Horizonts gegen die überlagernden Dünensande ist linienhaft scharf. Es handelt sich hier offensichtlich um einen fossilen Boden, der von Dünensanden überweht wurde.

Die Altersstellung dieses fossilen Bodens ließ sich zweifach belegen. Die eingemischten Keramikscherben – etwa 5 mm stark und kaum über 4 cm² groß – sind als mittelalterlich anzusprechen¹¹⁾. Von den in den Boden eingearbeiteten Holzkohlebröckchen konnte soviel Material aufgesammelt werden, daß eine ¹⁴C-Datierung möglich war. Die Probe (Labor-Nr. Hv 9740) ergab ein ¹⁴C-Modellalter von 1465 ± 120 J.v.h.. Die Einlagerung erfolgte demnach in der 2. Hälfte des 5. nachchristlichen Jahrhunderts. In dieser Zeit muß das – heute waldbedeckte – Gebiet waldfrei, landwirtschaftlich genutzt und – ausweislich der Keramikscherben – wohl auch besiedelt gewesen sein. Die überlagernden Dünensande sind erst später aufgeweht worden und zwar offenbar infolge eines schlagartigen Wüstfallens der hier gelegenen Kulturflächen. Denn die Sandüberwehung ist nur denkbar, wenn die landwirtschaftliche Nutzung aufgehört, die natürliche Waldvegetation sich aber noch nicht wieder regeneriert hatte. Ob das schon im 5. Jahrhundert oder erst später geschah, konnte an dieser Stelle nicht entschieden werden. Eine andere ¹⁴C-Probe (Labor-Nr. Hv 11793) aus einer Düne in Unterhangposition aus dem Gebiet von Burggriesbach westlich Berching lieferte aber ein vergleichbares Datum: 1420 ± 50 J.v.h., so daß wohl wirklich an der Wende vom 5. zum 6. Jahrhundert beiderseits des Neumarkter Talpasses Kulturflächen in größerem Umfang wüstgefallen und anschließend übersandet worden sind. Über die Gründe läßt sich nur spekulieren. Der Vorgang ist aber wohl im Zusammenhang der Wanderungsbewegungen der ausgehenden Völkerwanderungszeit zu sehen¹³⁾.

Jedenfalls liegt hier ein Beleg dafür vor, daß äolischer Sandtransport und Dünenbildung auch noch im Postglazial möglich war, freilich nur dann, wenn durch einen doppelten Eingriff des wirtschaftenden Menschen die Voraussetzungen dafür geschaffen worden waren: zunächst Waldrodung, dann schlagartige Aufgabe der gerodeten Kulturflächen. Wie der Vorgang der Sandüberwehung und Dünenbildung im einzelnen abließ, kann nur vermutet werden. Immerhin zeigt aber der fossile Boden, aus dem das ¹⁴C-Datum gewonnen wurde, daß die aus dem Spätglazial überkommene Schwemmsanddecke hier nur geringmächtig war, – was man wohl auch für die weitere Umgebung annehmen darf. Andererseits ist die Düne über dem Boden überraschend mächtig, sie kann keinesfalls aus der spätglazialen Schwemmsanddecke allein zusammengeweht worden sein. Das heißt aber, daß der Flugsand, der die Düne aufbaut, größtenteils – wie im Hoch- und Spätglazial – über den Stufenhang heraufgeweht worden sein muß.

Das wiederum setzt voraus, daß der Stufenhang – und vermutlich auch große Teile des Talgrunds um Neumarkt – waldfrei waren. Zu dieser Zeit müssen hier also ähnliche Verhältnisse vorgelegen haben wie die, die durch die Fundumstände der Burggriesbacher ¹⁴C-Probe für das dortige Albvorland belegt sind. Das legt die weitere Vermutung nahe, daß auch zumindest ein Teil der niedrigen Flugsanddünen des Talgrundes erst postglazial zusammengeweht worden ist. Doch fehlen dafür präzise Daten.

Überlegt werden muß auch, weshalb die kleinen Dünen auf der Südseite des Grassahofer Albsporns ausgerechnet da aufgeweht wurden, wo während der letzten Kaltzeit eine – ausweislich der postglazialen Bodenbildung dicht über der Lehmigen Albüberdeckung – nur dünne (Schwemm-)Sanddecke entstanden war, während auf der Nordseite nicht nur die Sanddecke mächtiger ist, sondern auch Dünen vom Typ und in den Dimensionen vorliegen wie jene am Stufenunterhang, die offenbar bereits im Spätglazial gebildet wurden. Es könnte sein, daß sich hier Expositionsunterschiede manifestieren, die bewirkten, daß der deluviale Sandabtrag unter Kaltzeitbedingungen auf der Südseite – wegen der kräftigeren Einstrahlung und der deswegen rascher ablaufenden Schneeschmelze – intensiver wirksam war als auf der Nordseite, und daß - umgekehrt - unter postglazialen Klimaverhältnissen ein rascheres Abtrocknen der Bodenoberfläche auf dem südexponierten Hang die äolische Sandbewegung förderte, auf dem Nordhang dagegen längeranhaltende Durchfeuchtung größere Sandbewegungen verhinderte. Für eine solche Interpretation spricht, daß ähnliche Verhältnisse wie auf dem Grassahofer Sporn auch weiter nördlich auf der Albhochfläche östlich Höhenberg vorliegen (Beil. 3): das dort gelegene einzige weitere Strichdünenfeld auf der Hochfläche liegt in genau der gleichen Position am südexponierten Hang wie jenes beim Grassahof. Doch fehlen auch hier nähere Untersuchungen.

3.2.3.3 Morphologische Zusammenhänge

Faßt man die aus dem vertikalen Aufbau der Sandsedimente im Neumarkter Raum resultierenden Ergebnisse unter dem Aspekt der eingangs (o.S. 31) formulierten Fragen zusammen, so ergibt sich:

1. Die aus dem Lorenzer Reichswald bekannten Reliefformen und Sedimenttypen und das daraus abgeleitete Prozeßgefüge lassen sich auch im Neumarkter Raum nachweisen.
2. Es gibt jedoch auch Abweichungen und Ergänzungen. Zu den Abweichungen gehört
 - a) die – infolge des steileren Rückgehanges – kräftigere Dynamik der deluvialen Prozesse mit der Folge, daß Flugsanddecken in vergleichbarer Position wie im Lorenzer Reichswald hier nicht auftreten. Flugsande kommen in der Regel nur

im Dach der kleinen Dünen im Talgrund vor, außerdem oben auf der Albhochfläche, wofür es im Lorenzer Reichswald kein Äquivalent gibt.

- b) die Abhängigkeit der Dünenbildung von einem „Zwischenlager“ der eingewehten und dann mehrfach umgelagerten Sande im Gebiet der kaltzeitlichen Talwasserscheide südlich Neumarkt.

Die wichtigsten Ergänzungen sind:

- a) der Nachweis, daß – was für den Lorenzer Reichswald nur vermutet werden konnte – die kaltzeitliche Sandverschüttung ursprünglich höher hinaufreichte als heute im Gelände unmittelbar erkennbar, und
- b) der Nachweis von äolischem Sandtransport und Dünenbildung auch noch im Postglazial.

Vor diesem Hintergrund wird das gegenüber dem Lorenzer Reichswald andere Verteilungsmuster der Sandakkumulationen im Neumarkter Raum erklärlich. Verständlich wird insbesondere die Entstehung, werden vor allem auch die Besonderheiten des Formen-Ensembles in der Lähr/Weichselsteiner Stufenrandbucht (Beil. 3).

Hier lassen sich unterscheiden:

1. die dicht hintereinandergestaffelten Dünenzüge am Stufenunterhang, dann – von diesen durch eine dünenfreie Zone getrennt –
2. ein doppelter Zug zusammenhängender langgestreckter Dünen am Ostrand des Talgrundes, und schließlich – parallel dazu und wieder durch eine dünenfreie Zone getrennt –
3. ein Zug niedriger Dünen von eher unspezifischer Form.

Außerdem fällt neben den genannten dünenfreien Zonen eine weitere am Nordrand der Stufenrandbucht auf, die einerseits bis unter den Stufenrand hinaufreicht, andererseits sich gegen den Talgrund trichterförmig erweitert und dort in die weite dünenfreie Sandebene um Neumarkt übergeht.

Bei diesem dünenfreien Band am Nordrand der Stufenrandbucht handelt es sich um einen offenbar immer dünenfrei gebliebenen Transportweg deluvialer Schwemmsande. Diese „Schwemmbahn von Lähr“ zeigt in ihrem Mittelreil das typische Längsgefälle deluvialer Schwemmsande ($1-1,5^\circ = 18-25\text{‰}$). Dieses geht aber nach oben kontinuierlich in höhere (bis über 5°), nach unten ebenso kontinuierlich in niedrigere Werte über, gegen Neumarkt in solche ($3-4\text{‰}$), die noch niedriger liegen als die aus dem Lorenzer Reichswald (s.o.S. 21) bekannten beiderseits des Haidelbachtals, die als „bereits weitgehend fluvial geprägt“ angesprochen wurden. Der bruchlose Übergang von sehr hohen zu extrem niedrigen Gefällswerten an dieser Stelle zeigt, daß die Aussage über „typisch deluviale“ Längsgefälle zu relativieren ist: Sandverschwemmung konnte unter kaltzeitlichen Verhältnissen offenbar auch bei

höheren ebenso wie bei sehr viel niedrigeren Werten als den charakteristischen um $1-1,5^\circ$ vor sich gehen, – dies freilich nur dann, wenn zu den Grundbedingungen „kräftige äolische Sandzufuhr“ und „hochliegender Permafrostspiegel“ auch eine überdurchschnittlich hohe Schmelzwasserzufuhr gegeben war. Die fehlt jedoch in den meisten Fällen ebenso wie die Gefällsverminderung talwärts: die dünenfreien Schwemmbahnen in anderen Stufenrandbuchten – wie etwa der von Wangen (Beil. 4) – gehen zwar nach oben ebenfalls in hohe Gefälle (bis über 5°) über, behalten aber bis auf den Talgrund das typisch deluviale Gefälle um 1° bei. Die überdurchschnittliche Schmelzwasserzufuhr im Falle der Schwemmbahn von Lähr dürfte durch deren Lage direkt unterhalb des Albsporns von Höhenberg, also expositionell bedingt sein.

Dazu kommt aber noch etwas weiteres: die Schwemmbahn von Lähr liegt eindeutig (bis etwa 10 m) tiefer als die Oberfläche der Basisschwemmsande unter den südlich angrenzenden Querdünen. Das wird besonders deutlich, wenn man den von ihr gegenüber Lähr abzweigenden Seitenast ins Auge faßt, der vor den Dünen am Ostrand des Talgrundes durch das Mißholz nach Südwesten zieht. Diese „Mißholz-Schwemmbahn“ unterschneidet eindeutig die Oberfläche der Basisschwemmsande, der weiter östlich (oberhalb der 440 m-Höhenlinie) die älteren Dünen des Stufenunterhangs aufsitzen. Das gleiche Phänomen zeigt sich aber auch in der Höhenberger Stufenrandbucht östlich von Neumarkt, wo die unterschrittene Oberkante der Basisschwemmsande durch die 445 m-Höhenlinie markiert wird. Das heißt aber, daß Lährer und Mißholz-Schwemmbahn großenteils – insbesondere aber ausgerechnet dort, wo ihr Gefällt ausflacht – Erosionsphänomene sind.

Das widerspricht einer Grundregel der Geomorphologie: Erosion sollte mit wachsenden, nicht aber mit abnehmenden Gefällen, sie sollte zudem mit einer Einengung und nicht – wie bei der Lährer Schwemmbahn – mit einer Verbreiterung des Querprofils verbunden sein. Aber offenbar konnte das abkommende – hier sehr wasserreiche – Sand/Wasser-Gemisch auch bei abnehmendem Gefälle noch auf der ganzen Bahnbreite Material – d.h. durch das fröhsommerliche Auftauen bindungslos gewordenen Sand – aus dem Untergrund aufnehmen und bis auf den – im Fröhsommer abgesenkten – Permafrostspiegel abtragen. Das weggeführte Material wurde zwar am Ende eines jeden fröhsommerlichen deluvialen Verschwemmungsvorgangs durch von talauf zugeführtes Material ersetzt. Aber mit dem im beginnenden Spätglazial allmählich immer tiefer absinkenden Permafrostspiegel wurde offenbar auch die Aufschüttungsoberfläche – absolut und relativ zur hochglazialen – ganz allmählich immer tiefer geschaltet. Es waren also nicht nur – aus den entsprechenden Sedimenten (s.o.S. 40 ff.) erschließbare – fluviale, sondern auch (und wohl vor allem) deluviale Abtragungsvorgänge des beginnenden Spätglazials, die die Tieferlegung des hochglazialen Verschüttungsniveaus bewirkten, – und dies nicht linienhaft, sondern – durch die Form der Schwemmbahnen bedingt – auf einer breitbandartigen Fläche beiderseits der Schwemmbahnachsen.

Diese Tieferlegung der Schwemmbahnen im Gleichtakt mit dem Absinken des Permafrostspiegels mußte ihr Ende finden, als mit zunehmender Erwärmung der

Permafrostspiegel rascher abzusinken begann und die bindungslosen Sande des immer mächtiger werdenden Auftaubodens von dem im Frühsommer abkommenden Sand/Wasser-Gemisch nicht mehr vollständig abgeräumt werden konnten. Es entstand – zunächst noch über dem Permafrostspiegel – in den sandigen Sedimenten ein Grundwasserkörper und damit die Voraussetzung für die Bildung intermittierender und schließlich perennierender Gerinne und von deren Quellen.

Auch dieser Vorgang ist im Gebiet des Neumarkter Talpasses gut zu fassen. Die Mißholz-Schwemmbahn im Südwesten geht an ihrem Ende in ein steilwandiges – durch die 425 m-Höhenlinie markiertes – Tälchen über (Beil. 3), das – wie sein Pendant im Lorenzer Reichswald – „Ursprung“ heißt und zwar nicht die gleichen Dimensionen aufweist, ihm aber der Form nach weitgehend entspricht. Hier lag bis in jüngere Zeit die Quelle des Wiefelsbaches, die soviel Wasser förderte, daß nur 1 km talab – als erste einer ganzen Kette – die Seitzer-Mühle angelegt werden konnte. Die Quelle entstand bezeichnenderweise nicht in der Tiefenlinie des Talgrundes und auch nicht über der Quartärbasis – beide liegen weiter westlich (vgl. Abb. 17) – sondern am Ostrand des Talgrundes im Zuge des äußersten der inneren Dünenzüge am Ende einer Schwemmbahn, – ganz ähnlich wie im Lorenzer Reichswald und aus den gleichen Gründen. Anders als im Lorenzer Reichswald läßt sich hier aber der Talzug aus dem Ursprungtälchen – mit deutlich steilerem Gefälle – noch bis vor den äußersten inneren Dünenzug zurückverfolgen. Er dokumentiert damit – deutlicher als dort – den Übergang von deluvialer zu fluvialer Formung (mit dem dafür charakteristischen Beginn an Quellaustritten) im ausgehenden Spätglazial.

Vor dem Hintergrund der Geschichte der Verschwemmungsprozesse wird nun auch die Anordnung der Dünenzüge im Gebiet um Neumarkt und deren Genese verständlich.

Das Prozeßgeschehen beginnt im Hochglazial mit massiver Sandeinwehung von Westen her, d.h. letztlich aus der Rednitzfurche. Daß sie trotz der größeren Entfernung ähnlich wirksam werden konnte wie im Lorenzer Reichswald, hängt nicht zuletzt damit zusammen, daß der Rednitzfurche über die konsequenten Bäche der Keuper-Stufenabdachung (insbesondere die Fränkische Rezat) laufend große Mengen fluvial aufgearbeiteten Sandes zugeführt wurden. Während die dem Gebiet vor der Albstufe um Neumarkt äolisch zugeführten Sande aber weiter nördlich (von der kaltzeitlichen Schwarzach) und südlich (von der Sulz) sofort (periglazial-)fluvial wieder abtransportiert wurden, unterlagen sie im Gebiet von Neumarkt selbst den besonderen Gegebenheiten einerseits der Talwasserscheide (die den fluvialen Wiederabtransport weitgehend verhinderte), andererseits des stark gebuchteten Verlaufs des Albstufenrandes (der als Sandfang wirkte und damit die Sandakkumulation förderte). Als Ergebnis des jahreszeitlichen Wechsels von Sandeinwehung (in west-östlicher Richtung) und Verschwemmungsvorgängen (in ost-westlicher Richtung) kam es hier daher zum Aufbau eines mächtigen Sockels von Basis-Schwemmsanden am Stufenunterhang, der allmählich immer höher gegen den Stufenrand aufwuchs, gleichzeitig aber auch im Talgrund sich immer weiter vorschob, – dies insbesondere vor der

Stufenrandbucht von Lähr/Weichselstein mit der Folge, daß sich die vorhochkaltzeitliche Wasserscheide um 2 km nach Süden verlagerte.

Mit dem Beginn des Spätglazials, d.h. mit dem – zunächst ganz allmählichen – Absinken des Permafrostspiegels und der Konzentration der Verschwemmungsprozesse auf bestimmte Bahnen, die im Gleichtakt mit dem Absinken des Permafrostspiegels ebenfalls allmählich tiefergelegt wurden, fielen Teile der eingeschwemmten Sande – insbesondere naturgemäß auf der Talwasserscheide – ganzjährig trocken. Hier konnte der Sand nun nicht mehr nur – wie im Hochglazial – als Einzelkörner springend (saltativ) bewegt werden, sondern in größerer Menge auch kriechend (reptativ),- so wie (o.S. 18) für den Lorenzer Reichswald beschrieben. Dadurch konnte es auf der Oberfläche der Schwemmsande abseits der Schwemmbahnen zur Bildung von Querdünen am Unterhang kommen. Anders als im Lorenzer Reichswald, wo die Dünenbildung fast die gesamte übersandete Fläche erfaßte, lief dieser Prozeß im Neumarkter Gebiet aber nur in der Lähr/Weichselsteiner Stufenrandbucht ab, und auch hier nur in deren (größerem) südlichem Teil, während sonst – wegen der steileren Rückgehänge – der Abschwemmungsmechanismus weiterhin überwog. Auch in der Lähr/Weichselsteiner Stufenrandbucht kam es zu Querdünenbildung nur dort, wo das Gefälle der Dünenbasis über den Basisschwemmsanden den typischen Wert von 1-1,5° nicht überschritt. Wo das der Fall war – also am höheren und steileren Hang unter dem Stufenrand – konnte sich – wie am Ostrand des Lorenzer Reichswaldes bei Weißenbrunn (vgl. dazu o.S. 19) der eingewehte Sand nur auf den Geländerippen des präquartären Untergrunds halten. Auf den Geländerippen ist er spätestens in dieser Phase auch bis über den Stufenrand hinauf akkumuliert worden und konnte nun über die Albhochfläche – bis hinüber in das Tal der Weißen Laaber – verweht und teilweise auch akkumuliert werden. Grundsätzlich unterlag er aber auch hier den gleichen Prozessen wie unterhalb des Stufenrandes, insbesondere – naturgemäß – der Verschwemmung.

Die Querdünen bildeten sich in der Lähr/Weichselsteiner Stufenrandbucht ganz ähnlich wie im Lorenzer Reichswald, d.h. als Resultat eines Gegeneinanders von Wanderdünenanschub und gegenläufigen Abschwemmungsprozessen. Deren kräftigere Dynamik zeigt sich an der Grundrißform der Dünen. Anders als im Lorenzer Reichswald, wo sie mehr oder weniger gestreckt Nord-Süd verlaufen und nur an den Enden gegen die Vorfluter ausbiegen (Beil. 1), haben sie in der Lähr/Weichselsteiner Stufenrandbucht (nach Osten gegen den Stufenhang vorgewölbte) Bogen- bis Keilform in Anpassung an die talwärts gerichteten – und hier wegen der höheren Gefälle kräftiger wirksamen – Verschwemmungsprozesse. Der für den Lorenzer Reichswald (o.S. 23f.) beschriebene Penetrationsvorgang unter den Dünen hindurch dürfte hier jedoch – wie die ausgeprägten Längstäler zwischen den Dünen belegen – ebenso wirksam gewesen sein wie dort.

Von den Dünen des Stufenunterhangs sind die am Ostrand des Talgrunds nicht nur durch ihre Lage und ihre Grundrißform – sie verlaufen gestreckter und nur leicht

(aber nun nach Nordwesten) durchgewölbt – unterschieden, sondern vor allem auch durch die Mißholz-Schwemmbahn getrennt. Diese erinnert der Lage wie der Tatsache nach, daß an ihrem Ende das Ursprungtälchen ansetzt, an das Tälchen vor der äußersten der jüngeren Dünen im Lorenzer Reichswald (Beil. 1), aus dem auch dort ein Ursprungtal hervorgeht, und dürfte damit eine entsprechende Genese anzeigen. Es scheint hier wie dort so gewesen zu sein, daß im weiteren Verlauf des Spätglazials – also mit zunehmendem Absinken des Permafrostspiegels, entsprechend geringerer Wirkung des Permafrosts überhaupt und damit reduzierter Anlieferung transportabler Sande schon im Ausblasungsgebiet – die Menge des äolisch herantransportierten Sandes abnahm, andererseits die deluviale Abtragung im Akkumulationsgebiet – wenn auch auf eingeschränkten Bahnen – weiterlief, dann jedoch – wegen der laufenden Tieferlegung der Schwemmbahnen – weitere große Mengen verschwemmten Sandes ganzjährig trockenfielen und damit erneut Querdünenbildung einsetzen konnte. Diese mehrfache Verschiebung des Verhältnisses von äolischem An- und deluvialem Abtransport würde die Lücke zwischen den Dünen am Stufenunterhang und am Ostrand des Talgrunds plausibel erklären. Auch der andere – Südwest-Nordost gerichtete – Verlauf der Dünen am Ostrand des Talgrunds würde so verständlich: sie könnte sich dadurch ergeben haben, daß die Sande am Rande der Lährer Schwemmbahn rascher trockenfielen und deswegen früher mobilisiert werden konnten als auf der – durch den neu sich bildenden Grundwasserkörper stärker durchfeuchteten – Talwasserscheide weiter südlich. Erst das weitere Absinken des Permafrostspiegels und – im Gleichtakt damit – des Grundwasserspiegels hätte dann die Querdünenbildung auf ganzer Breite wieder voll in Ganz gesetzt.

Jedenfalls muß sich auch zur Zeit der Bildung der Dünen am Ostrand des Talgrunds nochmals der gleiche Vorgang abgespielt haben, dem auch die Dünen des Stufenunterhangs ihre Entstehung verdanken, also das Gegeneinander von aufwachsenden Dünen und deluvialen Prozessen mit der Folge, daß das abgehende Sand/Wasser-Gemisch sich vor den Dünen Richtung Vorfluter bewegte, gleichzeitig aber Wasser auch unter den Dünen hindurch direkt nach Westen ging. Für die – gegenüber den Verhältnissen im Lorenzer Reichswald – deutlichere Ausprägung der Mißholz-Schwemmbahn spielte dabei eine Rolle, daß sie ihr „Fremdwasser“ nicht in erster Linie unter den Dünen des Stufenunterhangs hindurch, sondern auf direkterem Wege aus der Lährer Schwemmbahn bezog.

Mit dem endgültigen Verschwinden des Permafrosts und – im Gleichtakt damit – der Herausbildung des nun nicht mehr permafrostgestützten Grundwasserkörpers entstanden noch im ausgehenden Spätglazial die heutigen Wasserläufe und ihre Quellen – diese nur ausnahmsweise im Sandakkumulationsgebiet selbst (wie die beiden „Ursprünge“), in der Regel vielmehr außerhalb der Sandgebiete – und damit auch die heutigen Täler. Zugleich rückte die Vegetation wieder ein und verhinderte damit zunächst weitere Sandbewegungen. Eine Remobilisierung der Sande in der Jüngeren Tundrenzeit – wie sie für den Lorenzer Reichswald nachgewiesen ist – ließ

sich für das Neumarkter Gebiet nicht belegen. Sie dürfte aber wohl auch hier zu lokalen Sandumlagerungen geführt haben.

Andererseits ist erneute Sandmobilisierung für das Neumarkter Gebiet auch noch im Holozän nachweisbar, und zwar bemerkenswerterweise nicht wie bei BRUNNACKER (1959) für das frühe Subatlantikum – also eine Zeit der Klimaverschlechterung –, sondern einerseits (ein ^{14}C -Datum, s.u.S. 71) für das frühe Subboreal, also die postglaziale Wärmezeit, andererseits (zwei ^{14}C -Daten, s.o.S. 48) für die ausgehende Völkerwanderungszeit. Beide Remobilisierungsphasen sind nicht ohne menschliche Eingriffe – Waldrodung und anschließendes Wüstfallenlassen der gerodeten Flächen – denkbar. Da die genannten Daten alle aus Flugsandakkumulationen von mehr oder weniger ausgeprägter Form (s.o.S. 39) gewonnen wurden, nie unter typischen Querdünen mit dem für sie charakteristischen grobkörnigen Korngrößenspektrum, liegt es nahe anzunehmen, daß im Holozän nur noch Verwehungen (und Anhäufungen zu Dünen) von mittelkörnigen Flugsanden vorkamen. Das wiederum erlaubt den Schluß, daß die niedrigen Dünen von eher unspezifischer Form, die im Neumarkter Raum die letzte (westlichste) Dünenreihe bilden und im Gegensatz zu den Querdünen durch ein typisches Flugsandspektrum gekennzeichnet sind, zumindest größtenteils – wie jene auf der Albhochfläche beim Grassahof – erst im Holozän entstanden sind. Doch fehlen dafür direkte Belege¹⁴⁾.

3.3 Zum Problem postglazialer Sandumlagerungen: das Beispiel Rüblanden

Während die Untersuchungen im Neumarkter Raum ergeben hatten, daß es dort auch im Postglazial äolischen Sandtransport und Dünenbildung gegeben hat, und zwar – durch ^{14}C -Daten belegt – während mindestens zweier Perioden, liegen aus dem Lorenzer Reichswald (^{14}C -)gesicherte Daten dazu nicht vor. Der Aufschluß Weißenbrunn (s.o.S. 25 und Beil. 2,3) hatte aber gezeigt, daß es auch hier postallerödzeitliche – also vermutlich postglaziale – Episoden äolischer Sandumlagerungen mit je nachfolgender Bodenbildung gegeben hat. Die Suche nach datierbaren Ablagerungen aus dem Postglazial im Lorenzer Reichswald und dessen Umfeld hat schließlich zu einem Ergebnis geführt, das so nicht erwartet worden war, aber zeigte, daß im Postglazial nicht nur äolische, sondern auch deluviale Sandumlagerung in größerem Umfang möglich war: im nördlichen Vorfeld des Weißjurasporns südlich der Pegnitz-Rinne, der in dem das Vorland weithin beherrschenden Moritz-Berg (603 m) endet, konnten nämlich beim Weiler Rüblanden (6 km ost-süd-östlich Lauf/Pegnitz, auf Blatt 6534 Happurg der Topographischen Karte 1 : 25000) an der Basis einer mächtigen Schwemmsand-Serie Holzreste geborgen werden, die sich datieren ließen.

Die Situation bei Rüblanden zeigt Abb. 35. Beiderseits des von Süden her (gegenüber Reichenschwand) in die Pegnitz mündenden Sandbachs (Name!) finden

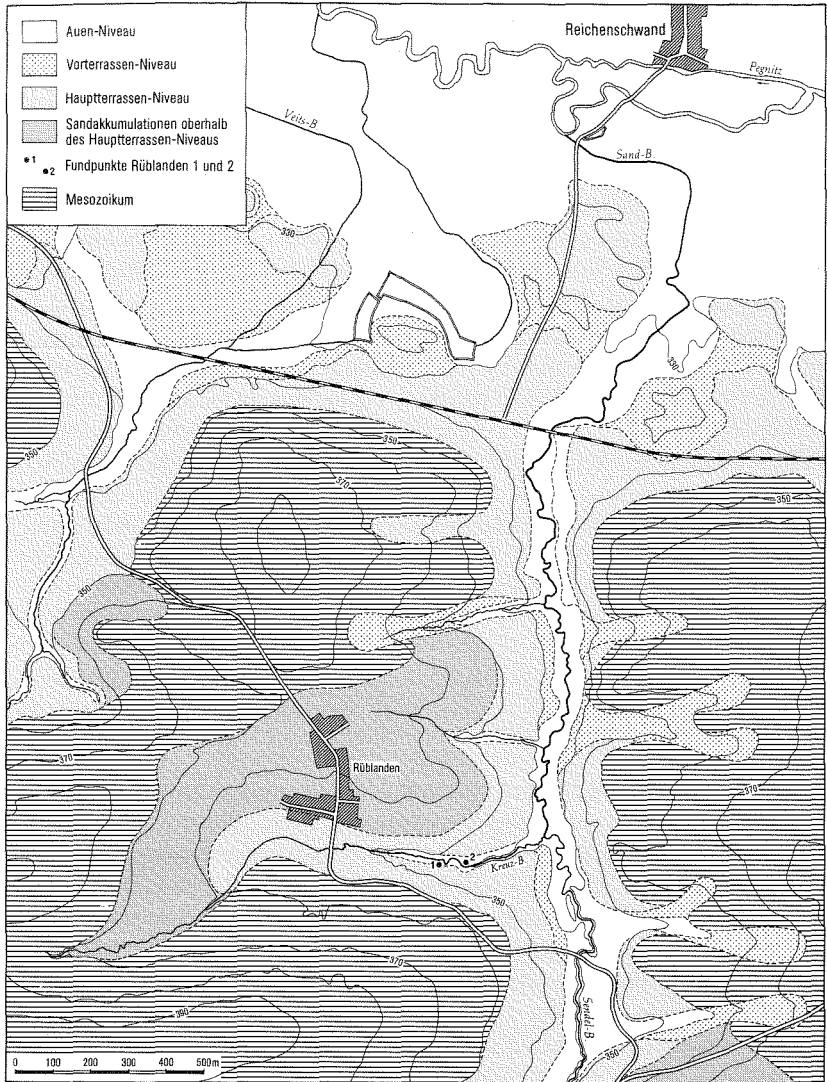


Abb. 35: Die Sandablagerungen in der Umgebung von Rüblanden. Maßstab 1:20000.
Zur Lage vgl. Abb. 1

sich hier verbreitet Sandablagerungen, die ein typisches Schwemmsandspektrum zeigen und sicher ursprünglich äolisch antransportiert, dann aber deluvial umgelagert worden sind. Ihre Oberfläche korrespondiert talab mit der (hochletzt-kaltzeitlichen) Hauptterrasse, hangauf liegt sie aber eindeutig auch über Hauptterrassen-

Niveau. Insofern können sie als Äquivalente der hochletztzeitlichen Basis-Schwemmsande im Gebiet des benachbarten Lorenzer Reichswalds betrachtet werden. SCHMIDT-KALER (1977) hat sie entsprechend als „Terrassensande“ kartiert (vgl. dazu o. S. 15).

In dieses sicher kaltzeitliche Sandpaket ist längs der Pegnitz eine Vorterrasse eingesenkt, deren Ausläufer sich das Sandbachtal aufwärts verfolgen lassen¹⁵⁾. Das unterhalb der Vorterrasse gelegene Auen-Niveau läßt sich ebenfalls das Sandbachtal aufwärts bis in einige – nicht alle! – Nebentäler verfolgen. Andere Seitentäler haben dagegen deutliche Stufenmündungen: sie sind teils auf das Vorterrassen-, teilweise sogar auf das Hauptterrassen-Niveau eingestellt. Ihre Füllungen sind entsprechend unterschiedlich mächtig, ihre Ausformung ist zu ganz verschiedenen Zeiten zum Abschluß gekommen.

Eine bis auf das Hauptterrassen-Niveau hinaufreichende – und deswegen sicher hochletztzeitliche – Sandverfüllung zeigt – u.a. – das Kreuzbachtal südlich Rüblanden. Es ist aber von seiner Mündung ins Sandbachtal her durch eine etwa 500 m talauf – bis kurz vor Rüblanden – reichende steilhängige, teilweise fast schluchtartig in den Sandkörper eingeschnittene Talkerbe („Kreuzgraben“) aufgeschlitzt: hier ist offenbar ganz junge linienhafte Erosion wirksam, die noch heute anhält (und durch die im Rahmen der Flurbereinigung durchgeführte Drainage der darüberliegenden landwirtschaftlichen Nutzflächen gefördert wird). Sie reicht bis auf das präquartäre Liegende (hier: Rhät/Lias-Übergangsschichten) hinunter, der Eintiefungsbetrag gegenüber dem Hauptterrassen-Niveau erreicht an der Mündung fast 10 m.

Überraschend ist nun, daß in dieser Kerbe noch eine jüngere Sandfüllung liegt, die an der Mündung 4 m unter Hauptterrassen-Niveau ausstreicht (in Abb. 35 aus Maßstabsgründen nicht dargestellt). Bachauf ist sie durch die jüngere Erosion großenteils wieder ausgeräumt worden, läßt sich aber in Resten bis fast an den Beginn des Einschnitts zurückverfolgen. Die Eintiefung des Kreuzgrabens ist also kein einphasiger Vorgang gewesen: es hat eine zweifache Einschneidung gegeben, die durch einen kräftigen Verschüttungsvorgang unterbrochen war. An der Basis dieser jüngeren Schüttung finden sich – direkt über einer Grobschotterlage, die das präquartäre Liegende abdeckt – die o.g. datierbaren Pflanzenreste: neben kleinstückigem Material („Pflanzenhäcksel“) auch kurze Bruchstücke von Baumstämmen (Abb. 36 und 37).

An zwei Stellen („Rüblanden 1“: r 4454.200, h 5484.070, „Rüblanden 2“: r 4454.280, h 5484.080) konnten solche Holzreste geborgen werden. Die ¹⁴C-Analyse ergab für

Rüblanden	1.1	(Hv 11795)	975 ± 55 J.v.h.,
Rüblanden	2.1	(Hv 11796)	950 ± 55 J.v.h.



Abb. 36: Die Basis des Aufschlusses Rüblanden 1 mit Holzrest
(links unten – Pfeil! – Aufn. Verf. Apr. 1982)

Eine parallel dazu durchgeführte Holzartenbestimmung¹⁶⁾ ergab für

Rüblanden	1.1	<i>Fagus silvatica</i>
Rüblanden	1.2	<i>Alnus sp.</i>
Rüblanden	2.1	<i>Alnus sp.</i>
Rüblanden	2.2	<i>Abies alba.</i>

Die Hölzer gehören also Waldgesellschaften an, die in unmittelbarer Nähe in typischer Ausbildung auch heute noch vorkommen (vgl. dazu HOHENESTER 1978): dem Bach-(Eschen-)Erlenwald (*Carici remotae-Fraxinetum*) und dem Artenarmen Hainsimsen-Buchenwald (*Luzulo-Fagetum*). Die Erlen dürften direkt neben ihrem Wuchsort eingesedimentiert worden sein, während Buche und Tanne wohl vom höheren Hang in das Bachbett gestürzt sind, möglicherweise als Folge des der Einsedimentierung unmittelbar vorhergehenden Einschneidungsvorgangs.

Die äolischen Sandablagerungen

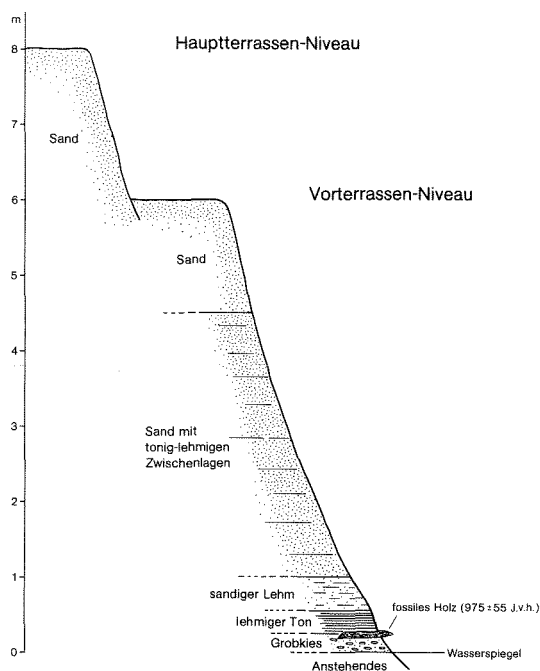


Abb. 37: Profil des Aufschlusses Rüblanden I

Die beiden ^{14}C -Daten zeigen, daß die Einlagerung der Hölzer um etwa 1000 n.Chr. erfolgt ist, d.h. im Zusammenhang mit der hochmittelalterlichen Rodungsperiode. Auch das ist kein Einzelfall: eine ^{14}C -Probe (Hv 3977) aus vergleichbarer Position bei Steinling im Gebiet des Hahnbacher Sattels nördlich Sulzbach-Rosenberg hatte ein Alter von 1080 ± 50 J.v.h. ergeben (HABBE & MANN 1972). Die Rodungen des Hohen Mittelalters haben also offenbar im Einzugsgebiet der Bäche zu verbreiteter Remobilisierung der aus dem Pleistozän überkommenen Sandauflage geführt. Sie ist – wie die Schichtfolge des Profils Abb. 37 zeigt und sich auch bei Steinling nachweisen ließ – nicht auf einmal erfolgt, sondern in mehreren Schüben.

Die Aufschlüsse bei Rüblanden beweisen erstens, daß die heutigen Oberflächenformen – auch außerhalb der rezenten Flußauen, für die das unbestritten ist – nicht einfach ein Erbe der letzten Kaltzeit sind, sondern im Holozän als Folge menschlichen Wirtschaftens nicht unerheblich verändert wurden. Sie beweisen zweitens, daß daran nicht nur äolische Verlagerungsprozesse – wie im Neumarkter Gebiet und bei Weißenbrunn – beteiligt waren, sondern auch (und vermutlich recht verbreitet) deluviale, – so wie im Hochglazial auch. Anders als im Hochglazial sind sie aber nicht ubiquitär aufgetreten, sondern stets räumlich und zeitlich beschränkt: immer nur da (und dann), wo (und wenn) der wirtschaftende Mensch den Wald, der auch locker-

gelagerte Sande zu stabilisieren vermag, rodete (bzw. durch Weidgang devastierte) und damit flächenhaften Sandabtrag in Gang setzte.

Für das Rüblander Gebiet läßt sich aufgrund der Geländebefunde und vor dem Hintergrund der Ergebnisse aus dem Lorenzer Reichswald und dem Neumarkter Gebiet (und von einer früheren Darstellung – bei HABBE & REGER 1985 – leicht abweichend) die folgende Prozeßabfolge rekonstruieren:

- Im Hochglazial jahreszeitlicher Wechsel von Sandeinwehung aus Westen und Sandverschwemmung in Richtung des Gefälles der Quartärbasis. Dieses ging – anders als vor der Albstufe weiter südlich – nicht einheitlich nach Westen (also gegen die vorherrschende Windrichtung), sondern im einzelnen unterschiedlich, tendenziell aber nach Norden (also quer zur vorherrschenden Windrichtung). Die Bilanz Sandeintrag/Sandaustrag war auch hier positiv, aber – wegen der höheren Lage und der wechselnden Ausrichtung des präquartären Untergrunds – in ganz unterschiedlichem Maße. Bevorzugt waren vor allem flache Unterhänge und unter diesen vor allem Leelagen, – so wie das bei entsprechender Ausgangssituation auch von der hochkaltzeitlichen Lösssedimentation bekannt ist (BÜDEL 1944, KARRASCH 1970). Hier wie dort ist der Übergang von der typischen Verschwemmung – mit Gefällen bis etwa 1° – zu fluvial geprägtem Transport fließend: das Talbodengefälle des Kreuzbachtälchens beträgt – wo es nicht zerschnitten ist – recht gleichmäßig $1,3^\circ$ (22 ‰), ist also ein typisch deluviales Gefälle, während das des Sandbachtals bei nur $0,3^\circ$ (5 ‰) liegt, also einem Wert, wie er ähnlich beiderseits des Haidelbachs im Lorenzer Reichswald beobachtet wurde (s.o.S. 21).
- Das Spätglazial – geprägt durch ganz allmählich absinkenden Permafrostspiegel und erhöhten äolischen Sandtransport – hat hier nicht zur Dünenbildung geführt wie im benachbarten Lorenzer Reichswald. Offenbar war das Verhältnis Sandeintrag/Sandabfuhr hier ungünstiger als dort, – so wie das auch im Gebiet südlich Neumarkt (Wangener Stufenrandbucht, s.o.S. 29) der Fall war. Der Grund mag hier im weiteren Transportweg gelegen haben, möglicherweise auch darin, daß reptativer Sandtransport über die Geländeschwellen im Westen hinweg nicht möglich war. Gleichwohl muß für diese Zeit mit höherem Sandeintrag, aber auch entsprechend höherer Sandabfuhr gerechnet werden. Das gilt aber auch für die Verhältnisse im Vorflutbereich, also im Pegnitztal. Es erscheint denkbar, daß sich unter diesen Gegebenheiten bereits das Niveau der Oberen Vorterrasse herausbildete¹⁷⁾, – mit den entsprechenden Konsequenzen auch für die Nebentäler.
- Noch im Spätglazial – als der Aufbau der Querdünen im Lorenzer Reichswald infolge Wiedereinwanderung der Vegetation zu Ende ging – muß das bis dahin herrschende Gegeneinander von Sandeintrag und Sandabfuhr hier ebenfalls zur Ruhe gekommen sein. Im Postglazial – also unter Waldbedeckung – bildete sich dann rasch ein neues morphodynamisches System heraus, das durch die nun rein

fluvialen Verhältnisse im Vorfluterbereich – also im Pegnitztal – gesteuert wurde. Mit der Konzentration des Abflusses auf nun im wesentlichen festliegende schmale Rinnen kam es zu linienhafter Einschneidung, insbesondere in den aus dem Pleistozän überkommenen Sandablagerungen, v. a. naturgemäß dort, wo das hochglaziale Aufschüttungsniveau nicht bereits im Spätglazial wieder tiefergelegt worden war und sich infolgedessen Gefällsteilen („Diskontinuitäten“) im Längsprofil der Bäche ergaben. Die am Gefällsausgleich ihres Längsprofils arbeitenden Seitenbäche lieferten das Material, das dann im Vorfluterbereich zum Aufbau der Unteren Vorterrasse führte. Der gleiche Vorgang ist – in wesentlich größeren Dimensionen – auch aus dem Alpenvorland bekannt (HABBE 1991, 1994). Im Kreuzbachtal führte er zu der Einschneidung des Kreuzgrabens bis auf das liegende Mesozoikum hinunter.

- Die weitgehende Abräumung des Waldes in der Rodungsperiode des Hohen Mittelalters regte dann erneut flächenhaften Abtrag – durch Verschwemmungsvorgänge – an. Er erreichte unterschiedliches Ausmaß, führte aber vor allem in den Sandgebieten zu beträchtlichen Umlagerungen. Im Taltiefsten – vor allem naturgemäß in den postglazialen Erosionskerben – kam es lokal zu beträchtlicher Aufschüttung – in den Dimensionen, die Abb. 37 zeigt, und in mehreren Schüben.
- Die dadurch aufgebauten neuen Diskontinuitäten im Längsprofil wurden anschließend – durch erneute linienhafte Erosion – wieder abgebaut. Nach Lage der Dinge kann das nur unter erneuter Waldbedeckung geschehen sein. Wann das geschah, ist offen. Es liegt aber nahe, dabei an die Reduktion der landwirtschaftlichen Nutzflächen und die entsprechende Wiederausbreitung des Waldes seit dem 18. Jahrhundert – also an relativ junge Entwicklungen – zu denken, zumal der letzte Erosionsschub bei Rüblanden ganz eindeutig erst mit der Drainage der darübergelegenen landwirtschaftlichen Nutzflächen im Rahmen der Flurbereinigung (und der Einführung der Drainagerohre in den Kreuzgraben) eingesetzt hat.

4 Zusammenfassung

Die Beschäftigung mit „Flugsanden“ und Dünen vor der Schichtstufe der Nördlichen Frankenalb hat gezeigt, daß die Herausbildung des für diese Region so charakteristischen, durch Sandeinwehung geprägten Reliefs nur verstanden werden kann, wenn man berücksichtigt, daß sie sich gegen gleichzeitig ablaufende, gegenläufige „deluviale“ Verschwemmungsvorgänge durchsetzen mußte. Der für Hoch- und Spätglazial bezeichnende jahreszeitliche Wechsel von äolischem Sandeintrag im Spätjahr und deluvialem Sandabtrag im Frühjahr (+ periglazial-fluvialem Sandaustrag) ist ein sehr charakteristisches Beispiel für ein empfindlich auf schwankende Bildungsparameter reagierendes morphodynamisches Fließgleichgewicht. Die Reliefformung war jedoch mit dem Spätglazial noch nicht abgeschlossen. Es folgte die Ablösung des hoch- bis frühspätglazialen, permafrostgesteuerten und infolgedes-

sen flächenhaft wirksamen morphodynamischen Systems durch das vom Vorfluter her – bzw. vom Grundwasserspiegel – gesteuerte, durch die Vegetation an einer Flächenwirkung gehinderte und daher linienhaft-erosiv arbeitende morphodynamische System des ausgehenden Spätglazials und des Holozäns, das nur gelegentlich – infolge menschlicher Eingriffe – nochmals durch (zeitlich beschränkte) flächenhaft wirksame – äolische und deluviale – Prozesse abgelöst wurde. Im einzelnen stellt sich die Reliefgeschichte in den Sandakkumulationsgebieten vor dem Stufenhang der Nördlichen Frankenalb wie folgt dar:

- Im Hochglazial schlug das Fließgleichgewicht Sandeintrag/Sandaustrag eher zugunsten der Abtragung aus: normalerweise kam es damals zum sofortigen Wiederaustrag der eingewehten Sandmengen. Nur wo der Austrag lokal behindert war – sei es wegen der Wasserscheidensituation im Neumarkter Gebiet oder wegen beengtem Abfluß wie im Lorenzer Reichswald und wohl auch bei Rüblanden – und wo der eingetragene Sand wegen der Geländesituation stärker akkumuliert wurde – wie allgemein vor dem Stufenhang der Alb, besonders aber in den Stufenrandbuchten bei Neumarkt – kam es zum Aufbau eines allmählich immer höher aufwachsenden und sich gleichzeitig flächenmäßig ausbreitenden Sockels von Basis-Schwemmsanden mit flach – d.h. einem Gefälle von $1-1,5^\circ$ – nach außen abfallender Oberfläche. Er deckte im typischen Fall das vorhochkaltzeitliche Tägerelief vollkommen zu. Dabei spielte eine Rolle, daß der winterliche Frost (bzw. der allwinterlich bis zur Geländeoberfläche aufwachsende Permafrostspiegel) die an sich leicht beweglichen eingewehten Sande zunächst festhielt und während der Frühjahrsschneesmelze nur allmählich wieder freigab. Sie konnten daher auch bei steileren Oberflächengefällen nur sukzessive wieder abgetragen werden.
- Im beginnenden Spätglazial – bei allmählich absinkendem Permafrostspiegel – änderten sich die Bedingungen sowohl für den äolischen Sandeintrag wie für die deluviale Verschwemmung. Die eingewehten Sande trockneten früher und stärker ab, es konnte infolgedessen mehr Sand durch Wind transportiert werden als zuvor. Das führte im Lorenzer Reichswald zur Bildung von Flugsanddecken, die aber stets begrenzt blieben durch deluviale Schwemmbahnen, weil die Abschwemmung nach wie vor wirksam blieb. Im Neumarkter Gebiet dominierte sie – wegen der steileren Rückgehänge – derart, daß eine Flugsanddecke dort nicht entstehen konnte.
- Mit dem weiteren allmählichen Absinken des Permafrostspiegels im Spätglazial und entsprechender Ausdehnung der Flächen trockenen, äolisch transportablen Sandes verschob sich das Gleichgewicht Sandeintrag/Sandabfuhr weiter zugunsten des Sandeintrags. Der Sandtransport erfolgte nun nicht mehr nur einzelkornweise und springend (saltativ), sondern auch in größeren Mengen und kriechend (reptativ), wobei auch gröberes Korn (Grobsande) bewegt werden konnte. Es kam zur Ausbildung der ersten Generation von Querdünen – sowohl im Lorenzer Reichswald wie im Neumarkter Gebiet. Hier wie dort liefen jedoch auch die

deluvialen (Abschwemmungs-)Prozesse weiter, wenn auch auf gegenüber der Flugsandzeit nochmals eingeschränkten Bahnen. Besonders deutlich ist das im Gebiet südöstlich Neumarkt in der Lähr/Weichselsteiner Stufenrandbucht erkennbar, wo die Lährer Schwemmbahn offensichtlich nie von der Dünenbildung überwältigt werden konnte. Aber auch am Nordrand des Lorenzer Reichswaldes (westlich Weißenbrunn) gibt es Vergleichbares. Die Lährer Schwemmbahn zeigt außerdem, daß das im Frühsommer abkommende Sand/Wasser-Gemisch auch bei abnehmendem Längsgefälle immer noch Material – d.h. durch das früh-sommerliche Auftauen bindingslos gewordene Sande – aufnehmen konnte, so daß es bei weiter absinkendem Permafrostspiegel beiderseits der Schwemmbahnachse zu breitbandartiger Tieferlegung der ursprünglichen Aufschüttungsoberfläche kommen konnte. Die hochkaltzeitliche Sandverschüttung wurde so mengen- und arealmäßig wieder reduziert, und zwar nicht nur im Bereich der Flug- und Basis-Schwemmsande, sondern auch dort, wo das Material während des Hochglazials bereits (periglazial-)fluvial bewegt worden war. Die hochglaziale Aufschüttungsoberfläche konnte so um mehrere Meter tiefergelegt werden.

- Das führte zunächst zu einer Reduzierung der für den äolischen Sandtransport zur Verfügung stehenden Sandmengen und damit zu einer Unterbrechung der Querdünenbildung. Dann aber kam es – mit dem weiteren Absinken des Permafrostspiegels und erneutem Trockenfallen großer Sandflächen – von neuem zur Querdünenbildung: es entstand die zweite, jüngere Generation der Querdünen – sowohl im Lorenzer Reichswald wie im Neumarkter Gebiet. Die zweite Querdünenbildungsphase vermochte aber offenbar nicht mehr das gesamte, sich ständig vergrößernde Sandreservoir abzuräumen. Dabei mag eine Rolle gespielt haben, daß sich über dem absinkenden Permafrostspiegel ganzjährig nicht gefrierendes Grundwasser bildete, das den Sand feucht hielt und damit vor äolischer Verfrachtung schützte.
- Jedenfalls hat die Bildung eines Grundwasserkörpers – zunächst noch über dem darunterliegenden Permafrostspiegel – zur ersten Anlage des heutigen Gewässernetzes geführt. Das immer weiter gehende Absinken des Permafrostspiegels und – ihm folgend – des Grundwasserspiegels hatte sodann die Eintiefung der Gerinne zur Folge. Sie kam zum Abschluß, als sich – nach völligem Schwinden des Permafrostes – der Grundwasserspiegel stabilisierte. Gleichzeitig wanderte die Vegetation in das zuvor weitgehend vegetationslose Gebiet wieder ein, unterband weiteren äolischen Sandtransport ebenso wie die deluvialen Prozesse und brachte damit das Hoch- und Spätglazial beherrschende Gegeneinander von Sandeintrag und Sandaustrag zum Stillstand. Nur in der Jüngeren Tundrenzeit kam es erneut zu äolischen Sandumlagerungen, sie blieben jedoch mengen- und arealmäßig beschränkt.
- Danach beschränkte sich die Reliefformung auf fluviale Abtragungsvorgänge. Sie verliefen nun – unter Wald – durchweg linienhaft und waren vor allem auf

den Ausgleich der durch den hoch- bis spätglazialen Sandeintrag geschaffenen Diskontinuitäten der Flußlängsprofile konzentriert. Sie waren daher lokal ganz unerschiedlich wirksam, lieferten aber immerhin die Sandmengen, die zur Ausbildung der Unteren Vorterrassen im Bereich der Vorfluter führten. Dieser letzte Ausgleich von aus dem Pleistozän überkommenen Gefälldiskontinuitäten war spätestens im Subboreal abgeschlossen.

- In der Folgezeit kam es zu Sandumlagerungen im wesentlichen nur noch durch die zunehmenden Eingriffe des wirtschaftenden Menschen in das natürliche Pflanzenkleid, d.h. durch Waldrodung und durch das Wüstfallenlassen der gerodeten Flächen. Im Untersuchungsgebiet ist das erstmals der Fall um 4700 J.v.h. im frühen Subboreal, d.h. noch während des postglazialen Wärmeoptimums. In dieser Zeit kam es bei Burggriesbach westlich Berching zu erneuter Dünenbildung über dem postglazialen Boden, wohl sicher als Folge des genannten Nutzungswechsels. Das gleiche gilt für die ausgehende Völkerwanderungszeit um 1450 J.v.h., für die Dünenneubildung sowohl für Burggriesbach wie für die Albhochfläche oberhalb Neumarkt belegt ist. In allen genannten Fällen wurden durchweg fein- bis mittelkörnige Flugsande, nicht aber die gröberkörnigen typischen Dünenande verlagert. Es liegt daher nahe, auch die kleinen, unregelmäßig geformten Dünen der jüngsten Dünengeneration im Neumarkter Raum, die alle aus Flugsanden sensu stricto bestehen, derartigen postglazialen Umlagerungsvorgängen zuzuschreiben. Eine letzte Sandumlagerungsphase steht im Untersuchungsgebiet schließlich mit der hochmittelalterlichen Rodungsperiode um 1000 n.Chr. im Zusammenhang. Sie ist bei Rüblanden durch die Verschüttung des Kreuzgabens belegt, war also wohl vor allem durch deluviale Verschwemmungsvorgänge charakterisiert. Sie sind in mehreren Schüben erfolgt, können also eine größere Zeitspanne überdecken. Sie endete spätestens im 18. Jahrhundert mit der erneuten Einschneidung des Kreuzgabens und der Entstehung des heutigen Bachlaufs¹⁸⁾.

Insgesamt gesehen, liefern die hier vorgelegten Ergebnisse von Untersuchungen über die äolischen Sandablagerungen vor dem Stufenhang der Nördlichen Frankenalb – in einem räumlich eng begrenzten Gebiet – zunächst einen Beitrag zur Erhellung der jüngsten Periode der regionalen Reliefentwicklung, – deswegen erscheinen sie in einer regionalen Publikationsreihe. Darüberhinaus können sie aber – wie eine Durchsicht der einschlägigen neueren Literatur (RUEGG 1983, KOSTER 1982, 1988, KOZARSKI 1978, KOZARSKI & NOWACZYK 1991, ALISCH 1995) zeigt – auch zur Weiterentwicklung der Kenntnisse von der Morphodynamik äolisch transportierter Sande allgemein beitragen. Denn ihr scheinbarer Nachteil – die räumliche Beschränkung – ist zugleich ein Vorteil: das in Frage stehende morphodynamische System ist dadurch leichter erfaßbar, Materialeintrag und -austrag (modern ausgedrückt: input und output) besser abschätzbar als das bei den vollkommen offenen Systemen etwa Norddeutschlands möglich ist. Welchen Stellenwert sie in diesem Zusammenhang tatsächlich haben, wird die Zukunft zeigen.

Literatur

- ALISCH, M. 1995: Das äolische Relief der mittleren Oberen Allerniederung (Ostniedersachsen) – Spät- und postglaziale Morphogenese, Ausdehnung und Festlegung historischer Weh-sande, Sandabgrabungen und Schutzaspekte. Kölner Geograph. Arbeiten 62.
- BAGNOLD, R.A. 1941: The physics of blown sand and desert dunes. London.
- BAIER, J.J. 1708: Oryktographia Norica sive Rerum Fossilium et ad Minerale Regnum pertinentium in Territorio Norimbergensi eiusque vicinia observatarum succincta Descriptio. Nürnberg.
- BECKER, B. 1983: Postglaziale Auwaldentwicklung im mittleren und oberen Maintal anhand dendrochronologischer Untersuchungen subfossiler Baumstammablagerungen. In: Geolog. Jahrb. A 71:45-59.
- BECKER, B., B. KROMER & P. TRIMBORN. 1991: A stable-isotope tree-ring timescale of the Late Glacial/Holocene boundary. In: Nature 353: 647-649.
- BECKER, E. 1967: Zur stratigraphischen Gliederung der jungpleistozänen Sedimente im nördlichen Oberrheingraben. In: Eiszeitalter u. Gegenwart 18: 5-50.
- BERGER, K. 1951: Die Dünen im Raum von Nürnberg und Erlangen. In: Geolog. Blätter für Nordost-Bayern 1: 70-74.
- BERGER, K. 1978: Erläuterungen zur Geologischen Karte Nürnberg-Fürth-Erlangen und Umgebung 1:50000. München
- BIRZER, F. 1957: Begrabene Talstücke der Pegnitz und Rednitz im Stadtgebiet von Nürnberg und Fürth. In: Geolog. Blätter für Nordost-Bayern 7: 98-115.
- BIRZER, F. 1963: Die Verlagerung des Schwabachtales in Erlangen. In: Geolog. Blätter für Nordost-Bayern 13: 17-22.
- BRUNNACKER, K. 1955: Die Böden der Terrassen und der Flugsande im Regnitztal. In: Geolog. Blätter für Nordost-Bayern 5: 71-77.
- BRUNNACKER, K. 1959: Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. In: Geologica Bavarica 43: 74-150.
- BÜDEL, J. 1944: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet (Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeitklimata I). In: Geolog. Rundschau 34: 482-519.
- DÜCKER, A. & G.C. MAARLEVELD. 1957: Hoch- und spätglaziale Sande in Nordwestdeutschland und den Niederlanden. In: Geolog. Jahrb. 73: 215-234.
- VON FREYBERG, B. (Hg.) 1958: Johann Jakob Baiers Oryktographia Norica – nebst Supplementen. Erlanger Geolog. Abhandl. 29.
- GAUCKLER, P. & H. HÄRING. 1973: Geologische Karte von Bayern 1:25000 – Erläuterungen zum Blatt 6735 Deining. München.
- HAARLÄNDER, W. 1966: Geologische Karte von Bayern 1:25000 – Erläuterungen zum Blatt 6432 Erlangen-Süd. München.
- HAARLÄNDER, W. 1970: Ein begrabenes Talstück der Regnitz bei Mannhof-Stadeln. In: Geolog. Blätter für Nordost-Bayern 20: 51-60.
- HABBE, K.A. 1973: On the Interference of Eolian and Fluvial Processes under Periglacial Conditions during the Last Glaciation: the Reichswald Case.– In: Abstracts – Ninth Congress of the International Union for Quaternary Research, Christchurch/New Zealand 1973: 132.

- HABBE, K.A. 1974: Beobachtungen an Dünen des Nürnberger Reichswalds. In: *Eiszeitalter u. Gegenwart* 25: 215.
- HABBE, K.A. 1977: On the Erosion Surface beneath a Weichselian Dune Field in the Periglacial Zone of Middle Europe (Lorenzer Reichswald near Nuremberg, West Germany). In: *Abstracts – X INQUA Congress Birmingham 1977*: 187.
- HABBE, K.A. 1980: Die äolischen Sandablagerungen vor dem Albrauf in Franken und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der jungpleistozänen Klimaentwicklung. In: *Tagungsbericht und Wissenschaftl. Abhandl. 42. Deutscher Geographentag Göttingen 1979*: 276-278. Wiesbaden.
- HABBE, K.A. 1988: Regnitz-Becken. In: *Deutsche Quartärvereinigung – 24. Wissenschaftl. Tagung in Würzburg, Führer zur Exkursion H, 1. Teil*: 10-28. Hannover.
- HABBE, K.A. 1989: Aeolian and Ablual Sand Transport under Periglacial Conditions during the Maximum Stage of the Last Glaciation – demonstrated by the Sand Accumulations in front of the Malm Cuesta of the Fränkische Alb (Northern Bavaria, FRG). In: D. BUSCHE (Ed.): *Abstracts of Posters and Papers – 2nd International Conference on Geomorphology. Geoöko-Plus 1*: 117-118. Bensheim.
- HABBE, K.A. 1991: Permafrost in hochletztaltzeitlichen glazifluvialen Sedimenten – und was daraus folgt. In: *Quartär* 41/42: 7-18.
- HABBE, K.A. 1994: Das deutsche Alpenvorland. In: LIEDTKE, H. & J. MARCINEK (Hg.): *Physische Geographie Deutschlands*: 439-475. Gotha.
- HABBE, K.A. & E. MANN. 1972: Zur holozänen Formungsdynamik im Keuper des Hahnbacher Sattels (Oberpfalz). In: *Geolog. Blätter für Nordost-Bayern* 22: 88-93.
- HABBE, K.A., F. MIHL & F. WIMMER. 1981: Über zwei ¹⁴C-Daten aus fränkischen Dünensanden. In: *Geolog. Blätter für Nordost-Bayern* 31: 208-221.
- HABBE, K.A. & P. REGER. 1985: Zur holozänen Formungsdynamik im Einzugsgebiet der mittleren Pegnitz. In: *Geolog. Blätter für Nordost-Bayern* 34/35: 537-546.
- HAGEDORN, H., U. RÖSNER, J. KURZ & D. BUSCHE. 1991: Loesses and aeolian sands in Franconia, F.R.G. In: *Zeitschr. für Geomorphologie, Suppl.-Bd.* 90: 61-76.
- HANNA, H. 1979: Die morphologischen Eigenschaften von Sandkörnern in Abhängigkeit von Korngröße und Transportmechanismus (an Beispielen aus dem Nürnberger Reichswald). Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen.
- HAUNSCHILD, H. & H. JERZ (Red.). 1981: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500000*. 3. Aufl. München.
- HJULSTRÖM, F. 1935: Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyris. In: *Meddelanden fran Uppsala Universitets Geografiska Institution A 10* (= *Bulletin Geolog. Institute Uppsala* 25: 221 - 527).
- HÖRAUF, H. 1959: Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Doggersandsteins in der Fränkischen Alb. *Erlanger Geolog. Abhandl.* 30.
- HOHENESTER, A. 1978: Die potentielle natürliche Vegetation im östlichen Mittelfranken (Region 7) – Erläuterungen zur Vegetationskarte 1:200000. In: *Erlanger Geograph. Arbeiten* 38 (= *Mitteil. Fränkische Geograph. Gesellsch.* 23/34, 1976/77: 1-70).
- JERZ, H. 1993: *Das Eiszeitalter in Bayern – Erdgeschichte, Gesteine, Wasser, Boden. Geologie von Bayern II*. Stuttgart.

- KARRASCH, H. 1970: Das Phänomen der klimabedingten Reliefasymmetrie in Mitteleuropa. *Göttinger Geograph. Arbeiten* 56.
- KOSTER, E.A. 1982: Terminology and lithostratigraphic division of (surficial) sandy eolian deposits in The Netherlands – An evaluation. In: *Geologie en Mijnbouw* 61: 121-129.
- KOSTER, E.A. 1988: Ancient and modern cold-climate aeolian sand deposition – A review. In: *Journ. Quaternary Science* 3: 69-83.
- KOZARSKI, ST. 1978: Das Alter der Binnendünen in Mittelwestpolen. In: H. NAGL (Hg.): *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung – Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink*: 291-305. Wien.
- KOZARSKI, ST. & B. NOWACZYK. 1991: Lithofacies variation and chronostratigraphy of Late Vistulian and Holocene aeolian phenomena in northwestern Poland. In: *Zeitschr. für Geomorphologie, Suppl.-Bd.* 90: 107-122.
- KRUMBECK, L. 1950: Das Quartär von Erlangen (Mittelfranken). In: *Neues Jahrb. für Geol. u. Paläontol., Abhandl.* 92: 1-30.
- KRUMBECK, L. 1952: Einige Beobachtungen an Dünen in der Umgebung von Erlangen. In: *Geologica Bavarica* 14: 16-19.
- KRUMBEIN, W.C. 1936: The use of quartile measures in describing and comparing sediments. In: *American Journ. Science* 32: 98-111.
- KRUMBEIN, W.C. 1938: Korngrößeneinteilungen und statistische Analyse. In: *Neues Jahrb. für Mineral., Geol. u. Paläontol., Abhandl., Beil.-Bd.* 73, Abt. A: 137-150.
- LAHNER, L. & G. STAHL. 1969: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000 – Blatt 6734 Neumarkt i.d.Opf. München.
- LEOPOLD, D. 1975: Zur Morphologie und Sedimentologie der Walldünen zwischen Altdorf und Leinburg. Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen.
- LIEBRICH, P. 1978: Probleme des Sandtransports unter Kaltzeitbedingungen zwischen Rednitz-Hauptterrasse und dem Akkumulationsgebiet vor dem Albanstieg im Lorenzer Reichswald. Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen.
- LIEDTKE, H. 1981: Die Haverbecker Platte als Beispiel einer ablualen Abdachung (Bl. 4315 Damme/Süddoldenburg). In: H. LIEDTKE (Hg.): *Führer für die Exkursionen in das Gebiet des Dümmers.* (= *Bochumer Geograph. Arbeiten* 40: 122-124).
- MCCANN, S.B., P.J. HOWARTH & J.G. COGLEY. 1972: Fluvial processes in a periglacial environment – Queen Elizabeth Islands, N.W.T., Canada. *Instit. Brit. Geograph.-Transactions* 55: 69-92.
- MIHL, F. 1978: Zur Morphologie und Sedimentologie der Sandakkumulationen am Außenrand des Walldünengebiets im Lorenzer Reichswald. Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen.
- PÖSL, C. 1981: Zur Morphologie und Sedimentologie der Sanddecken am Ostrand des Nördlinger Rieses. Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen.
- POLL, K.G. & B. SCHRÖDER. 1971: Zum Alter der Regnitz-Oberterrasse nach Aufschlüssen in Alterlangen/Mittelfranken. In: *Geolog. Blätter für Nordost-Bayern* 21: 171-178.
- POLL, K.G. & H.M. WEICKEN. 1976: Quartär-Untersuchungen im Bereich der Regnitz-Oberterrasse in Erlangen-West/Mittelfranken. In: *Geolog. Blätter für Nordost Bayern* 26: 25-46.

- PYRITZ, E. 1972: Binnendünen und Flugsandebenen im Niedersächsischen Tiefland. Göttinger Geograph. Abhandl. 61.
- REGER, P. 1982: Quartäre Abtragung und Aufschüttung am Nordrand des Moritzberges. Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen.
- RUEGG, G. J. H. 1983: Periglacial eolian evenly laminated sandy deposits in the Late Pleistocene of NW Europe – A facies unrecorded in modern sedimentological handbooks. In: M. E. BROOKFIELD & T. S. AHLBRANDT (eds.): Eolian sediments and processes. Developments in Sedimentology 38: 455 - 482. Amsterdam.
- RUNGE, E. 1979: Zur Morphologie und Sedimentologie der Dünen im südlichen Sebalder Reichswald. Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen.
- SCHERBER, R. 1960: Die Verbreitung äolischer Ablagerungen und Typengliederung der Dünen im Lorenzer Reichswald. Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen.
- SCHIRMER, W. 1979: Rannen im Mainschotter. In: Fränkische Heimat am Obermain 16.
- SCHIRMER, W. 1983: Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. In: Geolog. Jahrb. A 71: 11-43.
- SCHIRMER, W. 1995: Valley bottoms in the Late Quaternary. In: Zeitschr. für Geomorphol., Suppl.-Bd. 100: 27-51.
- SCHMIDT-KALER, H. 1977: Geologische Karte von Bayern 1:25000 – Erläuterungen zum Blatt 6534 Happurg. München.
- SCHMIDT-KALER, H. 1981: Geologische Karte von Bayern 1:25000 – Erläuterungen zum Blatt 6834 Berching. München.
- SCHUMANN, W. 1980: Zur Morphologie und Sedimentologie der Sandakkumulationen südlich von Neumarkt/Opf. Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen.
- STAHL, W. 1930: Geologische Untersuchungen zwischen unterer Pegnitz und Schwarzach. In: Sitzungsber. Physikal.-Medizin. Sozietät Erlangen 61 (1929/30): 93-202.
- TRASK, P.D. 1932: Origin and environment of source sediments of petroleum. Houston/Texas.
- TROLL, C. 1925: Die Rückzugsstadien der Würmeiszeit im nördlichen Vorland der Alpen. In: Mitteil. Geograph. Gesellsch. München 18: 281-292.
- URLICHS, M. 1968: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25000 – Blatt 6533 Röthenbach a.d. Pegnitz. München.
- VOSSMERBÄUMER, H. 1976a: Granulometrie quartärer äolischer Sande in Mitteleuropa – Ein Überblick. In: Zeitschr. für Geomorphologie 20: 78-96.
- VOSSMERBÄUMER, H. 1976b: Allgemeine Geologie – Ein Kompendium. Stuttgart.
- WALTHER, A. 1982: Zur Geomorphologie und Sedimentologie der Sandakkumulationen beiderseits des Sulztals auf Blatt Berching und Wissing. Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen.
- WEBER, H.J. 1981: Probleme des äolischen Sandtransports unter Kaltzeitbedingungen zwischen Rednitz-Hauptterrasse und dem Akkumulationsgebiet um Neumarkt/Opf. Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen.

Die äolischen Sandablagerungen

- WIMMER, F. 1980: Zur Morphologie und Sedimentologie der Flugsanddünen südöstlich von Neumarkt in der Oberpfalz. Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen.
- WITTMANN, D. 1978: Zur Sedimentologie und Morphologie der Dünen im Sebalder Reichswald. Unveröffentl. Zulassungsarbeit zur Wissenschaftl. Prüfung für das Lehramt an Gymnasien (Masch.-Schr.). Erlangen.

Anmerkungen

- 1) Die Konzentration auf den (groben) Mittelsand ist eine Besonderheit der fränkischen Flugsande, die im wesentlichen (vor allem auch die unterfränkischen im Gebiet südlich Schweinfurt) aus dem Keupersandstein abzuleiten sind. Die viel feinerkörnigen Sande aus dem Dogger-Beta spielen demgegenüber nur eine untergeordnete Rolle, sie bedingen bei den Histogrammen aus abstufennahen Proben das (schwache) sekundäre Maximum an der Grenze Fein-/Mittelsand. VOSSMERBÄUMER (1976a) hat aus 87 Proben „nordbayerischer“ Flugsande einen mittleren Durchmesser der Einzelkörner („Medianwert“ = Md_m) von 0,43 mm berechnet. Die Sande anderer mitteleuropäischer Flugsandgebiete sind demgegenüber viel feinkörniger. VOSSMERBÄUMER gibt für Polen (51 Proben) $Md_m = 0,25$ mm, für den nördlichen Oberrheingraben (42 Proben) $Md_m = 0,22$ mm, für Nordwestdeutschland (155 Proben) $Md_m = 0,17$ mm an. Die Korngröße ist danach kein Entscheidungskriterium für den zugrundeliegenden Transportvorgang, eher schon für die Transportweite. Vor allem aber weist sie – wie hier – auf das zur Verfügung stehende Transportmaterial hin.
- 2) Hier ist das Praeteritum angebracht: die am besten ausgebildeten (äußeren) Dünenwälle sind durch den Sandabbau bis auf wenige unzusammenhängende Reste ausgeräumt worden. Ihre frühere Verbreitung zeigen die Geologischen Karten 1:25000 (Blatt 6533 Röthenbach a.d. Pegnitz: URLICHS 1968; Blatt 6534 Happurg: SCHMIDT-KALER 1977).
- 3) Einen Eindruck von diesen – wie Brandungswellen den Albfuß hinaufgestaffelten – Dünenwällen bekommt man noch heute bei der Fahrt auf der Autobahn A6, die ihre südlichen Ausläufer östlich des Autobahnkreuzes Altdorf quer durchschneidet.
- 4) Der EWAG sei für die Überlassung der Bohrverzeichnisse auch an dieser Stelle noch einmal herzlich gedankt.
- 5) Die bandartigen Tonanreicherungen in den Schwemmsanden sind also sedimentär bedingt. Ihre auffallend rötlichen Farbtöne – die das Farbbild des gesamten Sedimentstapels prägen – sind auf den hohen Anteil von aufgearbeitetem Feuerletten des Keupers zurückzuführen. Das gilt auch für die – noch zu besprechenden – rein äolischen Ablagerungen. Dies ist gegenüber BRUNNACKER (1959) festzuhalten, der die Tonanreicherungen – im distalen Bereich weiter westlich – als „Rostbänder“ und damit als Ergebnis einer Bodenbildung ansprach. Er kam dabei jedoch nicht ohne Zusatzhypothesen aus (schwankender Grundwasserspiegel) und bezeichnet sie in seiner Zusammenfassung (S. 122) als „genetisch noch problematisch“. BECKER (1967), der vergleichbare Bildungen in den Flugsandgebieten der nördlichen Oberrheinebene untersuchte, konnte immerhin zeigen, daß die dortigen bandartigen Tonanreicherungen nicht von den Oberflächenböden (Braunerden) abgeleitet werden können. Sie seien vielmehr auf Durchschlammung des Sediments selbst zurückzuführen, im Detail jedoch nicht leicht zu erklären. Diese Erklärungsschwierigkeiten fallen weg, wenn man für die Ton- („Rost“-)Bänder in den äolisch verfrachteten Sanden auch des nördlichen Oberrheingebiets sedimentäre Entstehung unterstellt.
- 6) Die Korngrößenspektren wurden durch Siebung mit Hilfe eines Siebsatzes nach DIN 4188 gewonnen. Die dargestellten Spektren sind typische Beispiele, die aus einer großen Zahl von

Einzelproben ausgewählt wurden. Für die Darstellung wurde nicht die sonst vielfach übliche Korngrößensummenkurve gewählt, sondern das Histogramm, das jeden gewonnenen Wert einzeln darstellt und deswegen die Korngrößenverteilung und den Sortierungsgrad unmittelbar zur Anschauung bringt. Zusätzlich dargestellt sind der Medianwert (Md) und die beiden Quartile Q_1 und Q_3 (für das obere und das untere Viertel der Korngrößenverteilung), die in der Granulometrie eine Rolle spielen (TRASK 1932). Auf die Eintragung weiterer Kennwerte wurde dagegen - aus Gründen der Übersichtlichkeit - verzichtet. Für allfällige Vergleiche ist in der oberen Randleiste die in der angelsächsischen Literatur übliche - auf KRUMBEN (1936, 1938) zurückgehende - Korngrößenuntergliederung in phi- und zeta-Graden abgetragen.

- 7) Herrn Prof. Dr. Mebus A. Geyh, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, sei für die Analyse dieser Probe (und der noch zu erwähnenden weiteren Proben) auch an dieser Stelle nochmals sehr herzlich gedankt.
- 8) Das ist gegenüber der anders lautenden Angabe in HABBE (1980) festzuhalten. Die damalige Vermutung, daß die Dünenansende insgesamt der Flugsandstufe II - und damit der Jüngeren Tundrenzeit - zuzuordnen seien, wurde geäußert, bevor die ^{14}C -Datierung von Weißenbrunn vorlag.
- 9) Das Problem der Darstellung quartärer Deckschichten über älterem Untergrund auf geologischen Karten liegt in ihrer oft nur geringen Mächtigkeit. Die Kartierungs-Richtlinien enthalten zu der Frage, ob überhaupt - und wenn ja, ab welcher Mächtigkeit - sie kartographisch dargestellt werden sollen, unterschiedliche Vorgaben (VOSSMERBÄUMER 1976b, vgl. dazu auch LAHNER & STAHL 1969: 29 f.). Deckschichten von unter 1 m (= 1 Bohrstocklänge) Mächtigkeit werden vielfach nicht in die Darstellung aufgenommen. Das heißt aber, daß die Verbreitung der Deckschichten dann größer sein muß als in der Karte verzeichnet.
- 10) Die Kenntnis des Aufschlusses (TK 6735, r 4463.820, h 5458.120, H 490 m) verdanke ich K. RÖHLING, der auch bei der Aufgrabung half. Der Aufschluß ist während der DEUQUA-Tagung 1988 in Würzburg den Teilnehmern der Exkursion H vorgestellt worden. Die im Exkursionsführer (HABBE 1988) aufgrund einer ersten Begehung gegebene Interpretation wurde - nachdem auch die tieferen Partien aufgeschlossen worden waren - schon bei der Präsentation im Gelände dahingehend berichtet, daß es sich bei den leicht verfestigten Sanden im unteren Teil des Aufschlusses nicht um Schwemmsande handelt, sondern um eine Gleitscholle, vermutlich aus dem Oberflöz-Horizont des Dogger-Sandsteins (da das entsprechende Anstehende am Stufenhang nirgends aufgeschlossen ist, ließ sich die Herkunft nicht mit Sicherheit feststellen). Die hangende Solifluktionsmasse hat die liegende Scholle offenbar unmittelbar nach der Ablagerung überflossen, ist also ein Glied - das letzte - des gleichen Hangabtragungsprozesses, dem auch die Gleitscholle ihre Verlagerung verdankt. Er dürfte ins Spätglazial gehören. Denn die Talwärtsbewegung der aus mürben Sandsteinen bestehenden Gleitscholle ist zwar nur denkbar, wenn sie vollständig durchgefroren war: sie hätte sonst den Gleitvorgang nicht als Ganzes überstanden. Aber die mächtige Solifluktionsmasse darüber belegt, daß auch nichtgefrorenes Material in größerer Menge vorhanden gewesen sein muß. Wahrscheinlich ist der Gleitvorgang durch die Druckveränderungen ausgelöst worden, die sich im Frühwinter durch das gleichzeitige Vordringen der Frostfront von der Reliefoberfläche und vom Permafrostspiegel her in einem bereits recht mächtigen Auftauboden ergaben. Für eine Datierung ins Spätglazial spricht auch die relativ geringe Mächtigkeit der auflagernden Flugsanddecke. - Der Aufschluß ist inzwischen dem fortschreitenden Sandabbau zum Opfer gefallen.
- 11) Frdl. mündl. Mitteilung von Herrn Dr. Chr. ZÜCHNER, Lehrstuhl Ur- und Frühgeschichte der Universität Erlangen-Nürnberg. Die Scherben liegen heute bei der zuständigen Außenstelle Regensburg der Abteilung für Ur- und Frühgeschichte des Bayerischen Landesamts für Denkmalpflege.

- 12) Fundort: TK 6834, r 4454.320, h 5443.800, H 440 m. Material: Bröckchen inkohlten Holzes (Wurzelreste) aus dem A_n -Horizont eines fossilen Podsol.
- 13) Diese Zeit ist als Remobilisierungsphase äolischer Sande bisher unbekannt. BRUNNACKER (1959) gibt als postglaziale Sandverwehungs- und Dünenbildungsphase aufgrund archäologischer Befunde aus dem Steigerwaldvorland bei Iphofen, wo unter den jüngsten Flugsanden „Hallstadt-B“-Keramikreste geborgen werden konnten, nur „Frühes Subatlantikum“ an, also einen rund 1500 Jahre älteren Zeitraum. Auch HAGEDORN et al. (1991) haben keine weiteren Zeitangaben. Man wird aber wohl damit rechnen müssen, daß der Vorgang Waldrodung/Wüstfallen der gerodeten Flächen mit folgender Übersandung in vor- und frühgeschichtlicher Zeit mehrfach vorkam. Dafür spricht auch ein weiteres ^{14}C -Datum aus dem Gebiet von Burggriesbach, das an der Basis einer Düne (Grenze Schwemm-/Flugsand) gewonnen wurde (Fundort: TK 6834, r 4454.700, h 5443.970, H 458 m. Material: Bröckchen inkohlten Holzes (Wurzelreste) aus dem A_n -Horizont eines fossilen Podsol). Die Probe (Labor-Nr. Hv 11794) ergab ein ^{14}C -Modellalter von 4720 ± 110 J.v.h. Sie stammt also aus dem frühen Subboreal (bzw. dem Spätneolithikum) und gehört damit mitten in das postglaziale Klimaoptimum. Das heißt, daß die postglazialen Übersandungsphasen jedenfalls nicht klimatisch bedingt waren.
- 14) Von den Ergebnissen im Neumarkter Gebiet (und aus dem Lorenzer Reichswald) her ist nun auch eine Einschätzung der Dünenogenese im Gebiet des – hier im übrigen nicht näher behandelten – Sebalder Reichswalds zwischen Nürnberg und Erlangen möglich (vgl. dazu o.S. 27). Die Sandablagerungen sind hier noch stärker als im Lorenzer Reichswald und im Neumarkter Gebiet durch die Entwicklungen der Nachkriegszeit – den Siedlungsausbau der beiden Großstädte, den Bau des Nürnberger Flugplatzes, die jahrzehntelange Nutzung großer Teile als Truppenübungsplatz – überformt (und teilweise völlig abgeräumt) worden. Eine Vorstellung des ursprünglichen Zustandes gibt das Blatt 6432 Erlangen-Süd der Geologischen Karte von Bayern 1:25000 (HAARLÄNDER 1966). Die Dünen des Gebiets waren schon unmittelbar nach dem letzten Krieg Gegenstand einer Untersuchung von BERGER (1951), die aber außer der Feststellung, daß es sich im wesentlichen um spätglaziale Formen handele, bezüglich der Altersstellung keine weiterführenden Informationen erbrachte. Nachuntersuchungen der 70er Jahre konnten ebenfalls keine genaueren Daten liefern. Insbesondere erwies sich die im Lorenzer Reichswald und im Neumarkter Gebiet erfolgreiche Methode der Differenzierung der verschiedenen Dünentypen nach vorherrschenden Korngrößen als hier nicht anwendbar, es bestätigte sich lediglich, was auch BERGER schon beobachtet hatte: daß nämlich die Medianwerte von Westen nach Osten abnehmen. Sie belegen damit – was auch die Ausrichtung der hier vorherrschenden Längsdünen anzeigt – einen Sandtransport in Richtung der vorherrschenden (West-)Winde. Nach Kubatur und Oberflächenform muß man sie aber wohl größtenteils für Äquivalente der älteren Querdüneneneration im Lorenzer Reichswald und im Neumarkter Gebiet halten. Daß sie nicht als Querdünen ausgebildet sind, kann mit – wegen des fehlenden Rückgehänges – weniger ausgeprägten Verschwemmungsprozessen erklärt werden. Ebenso wie in den näher untersuchten Gebieten im Lorenzer Reichswald und im Neumarkter Raum ist aber auch hier mit jüngeren Umlagerungen – bis hinein in historische Zeit – zu rechnen (KRUMBECK 1952).
- 15) Die Vorterrassen des Regnitz-Einzugsgebiets lassen sich andernorts in eine Obere (6-8 m über Aue-Niveau) und eine Untere Vorterrasse (3-4 m über Aue-Niveau) gliedern (STAHL 1930), hier jedoch – wegen Überformung durch jahrhundertelange wirtschaftliche Nutzung (URLICHS 1968) – nicht. BRUNNACKER (1959) nimmt für die Obere Vorterrasse jungtundrenzeitliches, URLICHS (1968) ein mindestens frühholozänes Alter an. Die Untere Vorterrasse ist dagegen – wie regnitzabwärts eingelagerte Eichenstämme mit ^{14}C -Altern um 4500 J.v.h. belegen (BECKER 1983, HABBE 1988) – sicher postglazial, die heutige Flußaue entsprechend noch jünger. Für das Mündungsgebiet der Regnitz in den Main hat SCHIRMER (1979, 1983,

1995) eine noch weitergehendere Altersdifferenzierung der spätpleistozänen bis holozänen fluviolen Ablagerungen nachgewiesen. Auch SCHIRMERS Obermain-Terrassen lassen sich aber zu Gruppen zusammenfassen, die der herkömmlichen Gliederung entsprechen: die hochletztaltzeitliche Haupt-(Nieder-)Terrasse, zwei spätglaziale Schüttungen, die der Oberen Vorterrasse entsprechen, drei früh- bis mittelholozäne (bis einschl. Subboreal) Schüttungen als Äquivalent der Unteren Vorterrasse und schließlich drei Schüttungen dicht über rezenter Aue.

- 16) Herrn Dr. F. SCHWEINGRUBER und Herrn W. SCHOCH, beide an der damaligen Eidgenössischen Anstalt für das Forstliche Versuchswesen (jetzt: Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft – WSL) in Birmensdorf ZH, sei für die Bestimmung auch an dieser Stelle noch einmal herzlich gedankt.
- 17) Die Bildung der Oberen Vorterrasse hätte danach nicht erst in der Jüngeren Tundrenzeit eingesetzt, wie BRUNNACKER (1959) annahm, sondern bereits in der Ältesten Tundrenzeit („Prä-Bölling“). Das würde mit den Beobachtungen SCHIRMERS (1983, 1995) übereinstimmen, der die Bildung der ersten Terrasse unterhalb der hochletztaltzeitlichen Niederterrasse (der „Schönbrunner Terrasse“) ebenfalls in die Älteste Tundrenzeit stellt.
- 18) Ob die Remobilisierungsphase im Zusammenhang mit der hochmittelalterlichen Rodung auch zu äolischer Sandumlagerung geführt hat – so wie das in Norddeutschland (PYRITZ 1972, ALISCH 1995) weithin der Fall war – ließ sich nicht feststellen. Ebenso nicht feststellen ließ sich, ob es außer den durch ¹⁴C-Datierungen belegten im Untersuchungsgebiet noch weitere Remobilisierungsphasen gegeben hat. Mindestens für das frühe Subboreal, für das BRUNNACKER (1959) eine Dünenbildungsphase im Steigerwaldvorland nachgewiesen hat, ist das wohl nicht auszuschließen.

Verzeichnis der Beilagen

- Beilage 1 Sandablagerungen und Dünen im Lorenzer Reichswald. Maßstab 1:25000. Die Grenzen der Topographischen Blätter 1:25000, der Verlauf des Profils Abb. 4 und die Lage des Detailkärtchens Abb. 16 sind am Rande angetragen.
- Beilage 2 Farbaufnahmen
- Beilage 2,1 Der Stockwerkbau der Sandablagerungen des Lorenzer Reichswalds im Großaufschluß Sandwerke Altdorf (Aufn. Verf. Aug. 1974). Zur Gliederung vgl. Abb. 5.
- Beilage 2,2 Die podsolige Bodenbildung aus dem Alleröd-Interstadial im Dach der älteren Dünengeneration (Sandwerke Altdorf. Aufn. Verf. Okt. 1973).
- Beilage 2,3 Der Aufschluß Weißenbrunn (Aufn. Verf. Mai 1978). Der unterste der vier erkennbaren Böden stammt aus dem Alleröd-Interstadial, die drei darüberliegenden Böden sind nicht datiert, jedoch vermutlich postglazialen Alters.
- Beilage 2,4 Die in die pleistozäne Sandserie unter dem Stufenhang südöstlich Neumarkt eingeschaltete, „quasi-tektonisch“ zerbrochene Gleitscholle (Aufn. Verf. Sept. 1988). Zu Details vgl. Abb. 21-23.
- Beilage 2,5 Der Aufschluß Grassaholz in einer Düne auf der Albhochfläche südöstlich Neumarkt (Aufn. Verf. Juni 1979).
- Beilage 3 Sandablagerungen und Dünen im Raum Neumarkt (I). Maßstab 1:25000. Legende wie bei Beil. 1. Die Grenzen der Topographischen Blätter 1:25000, der Verlauf des Profils Abb. 18 und die Lage des Detailkärtchens Abb. 33 sind am Rande angetragen.
- Beilage 4 Sandablagerungen und Dünen im Raum Neumarkt (II). Maßstab 1:25000. Die Karte schließt südlich an die Karte Beil. 3 an. Legende wie bei Beil. 1. Die Grenzen der Topographischen Blätter 1:25000 und die Lage des Detailkärtchens Abb. 27 sind am Rande angetragen.

