

**Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar
und der Donau unterhalb von Regensburg**

Inaugural - Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades der
Mathematisch- Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Düsseldorf

vorgelegt von
Gerhard Schellmann
aus Meschede

Düsseldorf

1988

Gedruckt mit der Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen
Fakultät der Universität Düsseldorf.

Referent: Prof. Dr. W. Schirmer
Korreferent: Prof. Dr. G. Wenzens
Korreferent: Prof. Dr. P. Wurster

Tag der mündlichen Prüfung: 18.07.88

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde von Herrn Prof. Dr. W. Schirmer angeregt. An seiner Abteilung Geologie am Geographischen Institut der Universität Düsseldorf konnte ich als Student und studentische Hilfskraft während mehrerer Jahre an quartärgeologischen Fragestellungen teilnehmen. Hierfür, für seinen bereitwilligen Einsatz zu fachlichen Diskussionen und nicht zuletzt für mehrere gemeinsame, mehrtägige Geländeaufenthalte im eigenen Arbeitsgebiet gilt ihm vor allem mein herzlicher Dank.

Großer Dank gebührt auch dem Lande NW, das durch Gewährung eines Graduiertenstipendiums für die Zeit vom 1. 09. 1984 bis zum 28. 02. 1987 weitgehend erst die Finanzierungsgrundlage zur Erstellung der vorliegenden Arbeit schuf. Ebenso danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die ebenfalls hilfreiche finanzielle Unterstützung gewährte.

Viele andere Hilfen sind mir zuteil geworden:

Herr Prof. Dr. M. A. Geyh vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover führte die vorliegenden ^{14}C -Datierungen durch, deren Finanzierung durch ein DFG-Projekt von Prof. Dr. W. Schirmer ermöglicht wurde.

Die dendrochronologische Datierung fossiler Holzfunde übernahm dankenswerterweise Priv. Doz. B. Becker von der Universität Stuttgart-Hohenheim.

Herr Prof. Dr. W. Schirmer ermöglichte durch die großzügige Bereitstellung der studentischen Hilfskräfte P.Th. Bonn, St. Wahl, A. Tohtz und W. Hüskens die Durchführung einzelner Laboranalysen sowie die statistische Aufbereitung und kartographische Darstellung der Korngrößenanalysen (Kap. 2.2.). Letztere konnte freundlicherweise auf der Großrechenanlage des Rechenzentrums der Universität Düsseldorf erstellt werden.

Besonderen Dank für die hilfreiche Gewährung der Einsichtnahme oder auch der zur Verfügungstellung von Archiv- und Behördenunterlagen gebührt verschiedenen Behörden und ihren Repräsentanten des Bundeslandes Bayern. Ihre hilfreiche Unterstützung ist detailliert im Kap. 2.3. und Kap. 2.4. sowie an entsprechenden Textstellen aufgeführt.

Abschließend bedanke ich mich sehr bei meinen Freunden, die zur Fertigstellung des Manuskriptes hilfreich beigetragen haben:

Bei den Schreibarbeiten halfen R. Becker, I. Pekrul und W. Unger. Bei der Reinzeichnung der Abbildungen sowie ihrer fototechnischen Verkleinerung fand ich tatkräftige Unterstützung bei W. Pintgen. Das kritische Korrekturlesen des Manuskriptes übernahm W. Unger.

Allen Genannten und insbesondere meinen Eltern und Geschwistern, die mein Studium und mich in jeder Weise unterstützt haben, danke ich sehr.

Düsseldorf, im April 1988

Gerhard Schellmann

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	Seite
Inhaltsverzeichnis	1
Verzeichnis der Abbildungen	4
Verzeichnis der Tabellen	6
Verzeichnis der Beilagen	9
1. Einleitung	11
1.1. Aufgabenstellung	12
1.2. Geographisch-geologisch-hydrologischer Überblick	14
1.3. Forschungsstand	17
1.4. Zur Nomenklatur der Terrassenkörper und Terrassenflächen	21
2. Untersuchungsmethoden	23
2.1. Geländemethoden	24
2.2. Laboranalysen	27
2.3. Bohrunterlagen und ihre Auswertung	29
2.4. Vor- und frühgeschichtliche Funde, historische Karten und Quellen	31
3. Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar unterhalb von Landshut	33
3.1. Geologischer Rahmen	33
3.2. Die tieferen Talhangterrassen	37
3.3. Die Talgrundterrassen – ihre morphologische, geologische und pedologische Gliederung	42
3.3.1. Der Niederterrassenbereich außerhalb der Aue	46
3.3.1.1. NT 1	46
3.3.1.2. NT 2	52
3.3.2. Die höheren Auenterrassen	56
3.3.2.1. NT 3	57
3.3.2.2. H1 - Terrasse	69
3.3.2.3. H2 - Terrasse	75
3.3.2.4. H3 - Terrasse	80
3.3.3. Die tieferen Auenterrassen	85
3.3.3.1. H4 - Terrasse	85
3.3.3.2. H5 - Terrasse	89
3.3.3.3. H6 - Terrasse	92
3.3.3.4. H7 - Terrasse	98
3.4. Die Talentwicklung seit der vorletzten Kaltzeit	102

4.	Jungquartäre Talgeschichte an der Donau im Raum Regensburg – Straubing – Bogen	110
4.1.	Geologischer Rahmen	110
4.2.	Die tieferen Talhangterrassen	119
4.2.1.	Hochterrassen und Übergangsterrasse	121
4.2.2.	Lößstratigraphische Untersuchungen	138
4.3.	Die Talgrundterrassen – Ihre morphologische, geologische und pedologische Gliederung	171
4.3.1.	Die Niederterrassen	172
4.3.1.1.	NT 1	173
4.3.1.2.	NT 2	187
4.3.1.3.	NT 3	196
4.3.2.	Die holozänen Auenterrassen	204
4.3.2.1.	H1- bis H3 - Terrasse	216
4.3.2.2.	H4 - Terrasse	222
4.3.2.3.	H5 - Terrasse	223
4.3.2.4.	H6 - Terrasse	225
4.3.2.5.	H7 - Terrasse	226
4.4.	Die Talentwicklung seit dem Altpleistozän	229
5.	Jungquartäre Talgeschichte an der Donau im Bereich und unterhalb der Isarmündung	238
5.1.	Geologischer Rahmen	238
5.2.	Die tieferen Talhangterrassen	242
5.3.	Die Talgrundterrassen – Ihre morphologische, geologische und pedologische Gliederung	246
5.3.1.	Die würmzeitlichen Niederterrassen	256
5.3.1.1.	NT 1	257
5.3.1.2.	NT 2	260
5.3.1.3.	NT 3	262
5.3.2.	Die holozänen Auenterrassen	266
5.3.2.1.	H1 - Terrasse	268
5.3.2.2.	H2 - Terrasse	270
5.3.2.3.	H3 - Terrasse	274
5.3.2.4.	H4 - Terrasse	275
5.3.2.5.	H5 - Terrasse	277
5.3.2.6.	H6 - Terrasse	281
5.3.2.7.	H7 - Terrasse	283
5.4.	Die Talentwicklung von Isar und Donau seit der vorletzten Kaltzeit	285
6.	Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg im regionalen und über-regionalen Vergleich	291
7.	Zusammenfassung	299

Literaturverzeichnis	302
----------------------	-----

Anhang

1. Bohrungen im Raum Regensburg — Gmünd	314
2. Bohrungen im Raum Regensburg-Harting	324
3. Bohrungen im Raum Hofdorf — Münster	327
4. Bohrungen im Raum Straubing — Bogen	328
5. Bohrungen im Raum Deggendorf — Pleinting	330
6. Quellenverzeichnis zur Bellage 1	332
7. Quellenverzeichnis zur Bellage 2	332

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1:	Lage des Untersuchungsgebietes	13
Abb. 2:	Blockbild des Auenbereiches mit seinen typischen morphologischen und geologischen Einheiten (aus: SCHIRMER 1983a: Abb. 5)	24
Abb. 3:	Würmlößdeckschichten und ihre stratigraphische Gliederung auf der Übergangsterrasse im Raum Natterberg-Singerhof	39
Abb. 4:	Aurinnenfüllung auf der NT 3 der Isar	60
Abb. 5:	Nahtrinnenfüllung der H1-Terrasse der Isar	63
Abb. 6:	Geologische Übersichtskarte des Donautales im Raum Regensburg – Bogen	114
Abb. 7:	Lithologischer Aufbau der HT1 der Donau östlich von Regensburg-Harting	123
Abb. 8:	Höhenlage der Schotteroberkanten nach Bohrungen im Hochterrassenbereich südlich von Regensburg-Harting (Beilage 8, 9, 10; Bohrverzeichnis im Anhang)	126
Abb. 9:	Tiefenlage der Quartärbasis nach Bohrungen im Hochterrassenbereich südlich von Regensburg-Harting (Beilage 8, 9, 10; Bohrverzeichnis im Anhang)	127
Abb. 10:	Pleistozäne Terrassengliederung des Donautales im Raum Hofdorf – Münster	133
Abb. 11:	Höhenlage der Schotteroberkante und Schotterbasis bezogen auf den Talmittel-Wasserspiegel (MW) der Donau nach Bohrungen im Talabschnitt Hofdorf – Münster (Abb. 10; Bohrverzeichnis im Anhang)	134
Abb. 12:	Würmlößdeckschichten und ihre stratigraphische Gliederung auf der Übergangsterrasse im Raum Oberzeitldorn	136
Abb. 13:	Würmlößprofile im Hochterrassenbereich südlich von Regensburg-Harting: Profile 10 – 14	139
Abb. 14:	Würmlößprofile im Hochterrassenbereich südlich von Regensburg-Harting: Profile 5 – 8	140
Abb. 15:	Würmlößprofile im Hochterrassenbereich südlich von Regensburg-Harting: Profile 9a, 9b	141
Abb. 16:	Würmlößprofile im Hochterrassenbereich südlich von Regensburg-Harting: Profil 18	142
Abb. 16b:	Legende zu den Würmlößprofilen in den Abb.: 14 – 16	143
Abb. 17:	Holozäne Bodenchronosequenzen auf Würmlöß im Hochterrassenbereich südlich von Regensburg-Harting	152
Abb. 18:	Würmlößprofil auf der HT2 südlich von Hofdorf	159
Abb. 19:	Lößstratigraphische Übersicht	161
Abb. 20:	Interglaziale Bodenbildungen bei Dunk östlich von Steinach	163
Abb. 21:	Fazielle Differenzierung der würmeiszeitlichen Periglazialprofile in Niederbayern (aus: BRUNNACKER 1956: Abb. 3)	168

Abb. 22:	Tiefenlage der Quartärbasis bezogen auf den Talmittelwasserspiegel der Donau bei tertiärem Sohlgestein nach Bohrungen im Niederterrassenbereich zwischen Tegernheim und Gmünd (Beilage 6, 7) sowie im Raum Straubing (Beilage 13)	185
Abb. 23:	Maximale Auenbodenentwicklung auf den holozänen Terrassenstufen	209
A - C	A: im Raum Sarching	210
	B: im Raum Wörth	211
	C: im Raum Parkstetten	211
Abb. 24:	Tiefenlage der Quartärbasis bezogen auf den Talmittelwasserspiegel (MW) der Donau bei tertiärem Sohlgestein innerhalb der holozänen Terrassen im Raum Tegernheim - Gmünd (Beilage 6, 7) und im Raum Straubing (Beilage 13)	213
Abb. 25:	Geologischer Talquerschnitt G durch den Donautalgrund unterhalb von Straubing nach Bohrungen (Beilage 13)	214
Abb. 26:	Frühneuzeitliche Flußbettverlagerungen der Donau im Raum Pfatter. Umbruch von der H6- zur H7-Terrasse.	227
Abb. 27:	Schematische Übersicht des mittel- und jungpleistozänen Terrassenbaues im Donautal zwischen Regensburg und Straubing	231
Abb. 28:	Geologische Übersichtskarte des Donautales im Raum Bogen - Pleinting	241
Abb. 29:	Tiefenlage der Quartärbasis nach Bohrungen und geoelektrischen Sondierungen von WEINIG (1980: Beilage 7) bezogen auf das durchschnittliche NT3-Oberflächenniveau	249
Abb. 30:	Geologischer Tallängs- und Talquerschnitt H nach Bohrungen im Raum Isarmündungsbereich - Hofkirchen (Beilage 16)	250

Verzeichnis der Tabellen

	Seite
Tab. 1a: Jungquartäre Terrassenstufen der Isar im Raum Freising — Ismaning nach BRUNNACKER (1959a; 1959b; 1964)	18
Tab. 1b: Terrassenstufen der Isar im Raum Landshut nach HOFMANN (1973) und im Raum Landshut — Landau nach WEINIG (1972)	18
Tab. 2: Morphologische und stratigraphische Terrassenbezeichnungen	22
Tab. 3a: Übersicht zur tertiären Landschaftsgeschichte im Raum Landshut — Regensburg — Pleinting	34
Tab. 3b: Übersicht zur quartären Talgeschichte von Isar und Donau im Raum Landshut — Regensburg — Pleinting	35
Tab. 4: Orts- und Flurnamen und ihre erste urkundliche Erwähnung zwischen Landshut und Pilsting	43
Tab. 5: Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf Flugsand über NT1-Terrassenschotterkörper der Isar"	48
Tab. 6: Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf der NT1 der Isar"	49
Tab. 7: Bodenprofil "Bänderparabraunerde auf der NT1 der Isar"	51
Tab. 8: Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf der NT2 der Isar"	53
Tab. 9: Bodenprofil "jungholozäne Talrandspülzunge mit fossilen Bodenbildungen im Randsenkenbereich der NT3 der Isar"	58
Tab. 10: Bodenprofil "fossiles Pechanmoor in der Nahtrinnenfüllung der H2-Terrasse der Isar"	64
Tab. 11: Bodenprofil "Auenschwarzerde mit liegendem Pechanmoor auf kalkreichen Hochflutsedimenten auf der NT3 der Isar"	66
Tab. 12: Bodenprofil "humusreiche Auenrendzina mit ausgeprägtem Schotteranwitterungshorizont auf der H1-Terrasse der Isar"	70
Tab. 13: Bodenprofil "Auenschwarzerde auf der H1-Terrasse der Isar"	71
Tab. 14: Bodenprofil "humusreiche Auenrendzina mit ausgeprägtem Schotteranwitterungshorizont auf der H2-Terrasse der Isar"	77
Tab. 15: Bodenprofil "humusreiche Auenrendzina mit ausgeprägtem Schotteranwitterungshorizont auf der H2-Terrasse der Isar"	79
Tab. 16: Bodenprofil "humusreiche Auenrendzina mit schwach entwickeltem Schotteranwitterungshorizont auf der H3-Terrasse der Isar"	81
Tab. 17: Bodenprofil "verbraunte Auenpararendzina auf Auenmergeln auf der H4-Terrasse der Isar"	87
Tab. 18: Bodenprofil "graubraune Auenpararendzina auf Auenmergeln auf der H5-Terrasse der Isar"	90
Tab. 19: Profil "Schotterkörperaufbau der H6-Terrasse der Isar"	94

	mit älterem holozänen Sockelschotter"	
Tab. 20:	Stratigraphische Übersicht zur jungquartären Talgeschichte an der unteren Isar	105
Tab. 21:	Terrassenkennwerte der höheren und tieferen Talhangterrassen im Donautal zwischen Regensburg und Straubing	115
Tab. 22:	Bodenprofil "holozäne Bodenchronosequenzen auf der HT3 der Donau bei Regensburg-Harting"	154
Tab. 23:	Bodenprofil "rubefizierte Lößparabraunerde auf der HT3 der Donau"	156
Tab. 24:	Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf der NT1 der Donau bei Neutraubling-Lerchenfeld"	175
Tab. 25:	Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf der NT1 der Donau bei Neutraubling-Lerchenfeld"	177
Tab. 26:	Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf der NT1 der Donau bei Harting"	179
Tab. 27:	Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf geringmächtiger Flugsandüberdeckung auf der NT1 der Donau"	181
Tab. 28:	Bodenprofil "Regosol auf jungholozäner Flugsanddecke mit fossiler rubefizierter Bänderparabraunerde auf flugsandüberdeckter NT2-Terrassenstirn der Donau"	190
Tab. 29:	Bodenprofil "Braunerde auf jungholozäner Düne mit fossiler rubefizierter Bänderparabraunerde auf der NT2 der Donau"	191
Tab. 30:	Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf der NT3 der Donau"	199
Tab. 31:	Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf der NT3 der Donau"	200
Tab. 32:	Bodenprofil "Braunerde auf jungholozäner Flugsanddecke mit fossiler rubefizierter Parabraunerde auf der NT3 der Donau"	200
Tab. 33:	Orts- und Flurnamen und ihre erste urkundliche Erwähnung im Donautalgrund zwischen Regensburg – Pfatter und im Raum Straubing – Bogen	206
Tab. 34:	Bodenprofil "Auengley im Nahtrinnenbereich der H2-Terrasse der Donau mit fossilem Pechanmoor"	218
Tab. 35:	Bodenprofil "schwach degradierte Auenschwarzerde auf eingliedrigen Hochflutsedimenten auf der H1-Terrasse der Donau"	219
Tab. 36:	Terrassenkennwerte der tieferen Talhangterrassen und Talgrundterrassen im Donautal zwischen Regensburg – Straubing und Deggendorf – Pleinting	244
Tab. 37:	Profil des lithologischen Aufbaues der NT1 der Donau im Isarmündungsbereich	259
Tab. 38:	Bodenprofil "Auenbraunerde auf holozänen Hochflutsedimenten auf der NT3 der Donau"	265
Tab. 39:	Bodenprofil "Auenschwarzerde-Braunerde auf stark kalkhaltigen Hochflutsedimenten auf der H1-Terrasse der Donau"	269
Tab. 40:	Bodenprofil "verbraunte Auenschwarzerde auf stark kalkhaltigen Hochflutsedimenten auf der H2-Terrasse der Donau"	271

Tab. 41:	Bodenprofil "Auenbraunerde auf fossiler Auenbraunerde-Pararendzina auf der H2-Terrasse der Donau"	272
Tab. 42:	Bodenprofil "Auenbraunerde-Pararendzina auf stark kalkhaltigen Hochflutsedimenten auf der H2-Terrasse der Donau"	273
Tab. 43:	Bodenprofil "verbraunte Auenpararendzina auf jung-holozänen Hochflutsedimenten auf der H2-Terrasse der Donau"	273
Tab. 44:	Bodenprofil "Auenbraunerde-Pararendzina auf stark kalkhaltigen Hochflutsedimenten auf der H3-Terrasse der Donau"	276
Tab. 45:	Orts- und Flurnamen und ihre erste urkundliche Erwähnung in der Donauaue zwischen Deggendorf und Hofkirchen	278
Tab. 46:	Bodenprofil "verbraunte Auenpararendzina auf stark kalkhaltigen Hochflutsedimenten auf der H5-Terrasse der Donau"	280
Tab. 47:	Jungquartäre Terrassenstratigraphie an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg sowie jung-quartäre Schotterumlagerungsphasen im Main-Regnitz-Gebiet nach SCHIRMER (1983a)	288
Tab. 48:	Terrassenniveaus und ihre Altersbelege an der österreichischen Donau im Linzer Raum (nach KOHL 1968; 1973) und im Tullner Feld (nach PIFFL 1971; 1974)	293

Verzeichnis der Beilagen

- Beilage 1: Terrassengliederung im unteren Isartal zwischen Niederaichbach und Loiching
- Beilage 2: Terrassengliederung im unteren Isartal zwischen Gottfriedingerschwaige und Goben
- Beilage 3a: Die morphologische Verbreitung der Übergangsterrasse und der NT 1 und NT 2 im unteren Isartal im Raum Altheim – Mettenbach
- Beilage 3b: Die morphologische Verbreitung der Übergangsterrasse und der NT 1 und NT 2 im unteren Isartal im Raum Großköllnbach – Laillng
- Beilage 4: Flußlaufverlagerungen der Isar im 19. Jhdt. im Raum Niederaichbach – Loiching (Quellenverzeichnis im Anhang)
- Beilage 5: Flußlaufverlagerungen der Isar im 19. Jhdt. im Raum Gottfriedingerschwaige – Goben (Quellenverzeichnis im Anhang)
- Beilage 6: Lage der Bohrungen im Raum Tegernheim – Gmünd (Bohrverzeichnis im Anhang)
- Beilage 7: Mittel- und jungpleistozäne Terrassengliederung im Donautal zwischen Tegernheim und Gmünd mit Verlauf der HT1-Tiefenrinne, der Ausbildung des präquartären Sohlgesteins, der Lage der Aufschlußprofile und der geologischen Schnitte D – F (Beilage 11)
- Beilage 8: Hochterrassengliederung im Raum Regensburg-Harting
- Beilage 9: Hochterrassengliederung im Raum Regensburg-Harting mit:
– gesicherter Verbreitung der Hartinger Schichten im Untergrund
– Verlauf der HT1-Tiefenrinne
– Lage der Bohrungen (Bohrverzeichnis im Anhang), Aufschlußprofile und Geologischen Schnitte A – C (Beilage 10)
- Beilage 10: Geologische Schnitte A – C nach Bohrungen (Beilage 9; Bohrverzeichnis im Anhang) und Aufschlußbeobachtungen im Hochterrassenbereich südlich von Regensburg-Harting
- Beilage 11: Geologische Schnitte D – F nach Bohrungen (Beilage 6, 7; Bohrverzeichnis im Anhang) und einzelnen Aufschlußbeobachtungen durch den Donautalgrund im Raum Tegernheim – Gmünd
- Beilage 12: Terrassengliederung im Donautal zwischen Tegernheim und Gmünd
- Beilage 13: Terrassengliederung im Donautal im Raum Straubing – Bogen
- Beilage 14: Lage der Bohrungen und des geologischen Talquerschnittes G (Abb. 25) im Raum Straubing – Bogen (Bohrverzeichnis im Anhang)

Beilage 15: Terrassengliederung im Donautal im Bereich und unterhalb der Isarmündung

Beilage 16: Lage der Bohrungen, Aufschlußprofile, Holz- und vorgeschichtlichen Fundstellen im Donautal im Bereich und unterhalb der Isarmündung (Bohrverzeichnis im Anhang)

1. Einleitung

Betrachtet man den gegenwärtigen Forschungsstand zur jungquartären fluvialen Morphodynamik des ehemals unvergletscherten Raumes zwischen nordischer und alpiner Vereisung, so fällt auf, daß für den außeralpinen Raum zahlreiche Regionalstudien vorliegen (Literaturauswertungen bei SCHIRMER 1973, 1974; HÄNDEL 1982). Hingegen fehlt es insbesondere im ehemals unvergletscherten Periglazialraum des Alpenvorlandes an entsprechend detaillierten Untersuchungen, wie sie von SCHIRMER (1980; 1983: 11-43) beispielhaft für das Main-Regnitz-Gebiet vorgestellt worden sind.

Während sich so im übrigen Mittelgebirgsraum erste überregionale Grundtendenzen einer jungquartären mitteleuropäischen Talgeschichte sowohl in Bezug auf den geologisch-morphologischen Aufbau des Talgrundes als auch seiner zeitlichen Anlagen abzeichnen (s. SCHIRMER 1983: 365f.), ist es derzeit nicht möglich, die Terrassenstratigraphien alpiner Flußtäler oder deren Talabschnitte weder regional - innerhalb des Alpenvorlandes - noch überregional zu verbinden.

Aus dem ehemaligen Periglazialraum des Alpenvorlandes liegen zur Zeit detailliertere Jungquartärstratigraphien vom Lech (BRUNNACKER 1959a, 1964c; DIEZ 1968; SCHREIBER 1985), von der Isar (BRUNNACKER 1959a, 1959b, 1964d; WEINIG 1972; HOFMANN 1973) sowie von den österreichischen Donauebenen des Linzer Raumes (KOHL 1968, 1973) und des Tullner Feldes (PIFFL 1971, 1974) vor, ohne daß jedoch eine Verknüpfung dieser bestehenden jungquartären Terrassenstratigraphien sowohl innerhalb verschiedener Teilstrecken der untersuchten Flüsse als auch zwischen den alpinen Nebenflüssen einerseits und andererseits der Donau - als Sammelader von Flüssen aus dem Alpen- und Mittelgebirgsraum - möglich ist.

Für die vorliegenden Untersuchungen ergeben sich daher folgende zentrale Fragestellungen:

1. Welche eigenständigen Terrassenkörper lassen sich sowohl für den alpinen Nebenfluß Isar wie auch für die Donau nachweisen ?
2. Gibt es an beiden Flußsystemen eine Gleichzeitigkeit pleistozäner und holozäner Flußdynamik oder besitzt die Donau, wie zuletzt von FINK et. al. (1979: 110) vertreten, eine Eigendynamik in Form kontinuierlicher, weitgehend klimaunabhängiger Akkumulations- und Erosionsleistungen, deren morphologisch-geologische Ausprägung von der Konfiguration der Flußstrecke und der Einmündung alpiner Nebenflüsse abhängt ?

Erst die Beantwortung dieser beiden Fragen ermöglicht weiterführende überregionale Vergleiche mit anderen Flußgebieten unter dem Aspekt genereller Tendenzen in der jungquartären Talgeschichte mitteleuropäischer Flüsse .

1.1. Aufgabenstellung

Gegenstand der vorliegenden Untersuchungen ist die jungquartäre fluviale Dynamik der Isar und der Donau im Raum Landshut – Regensburg – Pleinting. Sie erfassen den Unterlauf der Isar bis zur Einmündung in die Donau und die Niederbayerische Donauebene zwischen den Donauengtälern oberhalb von Regensburg und unterhalb von Pleinting (Abb. 1).

Den zeitlichen Rahmen bildet das Jungquartär vom Ausgang der vorletzten Kaltzeit (Riß) bis zur Regulierung beider Flüsse seit Mitte des vorigen Jahrhunderts. Infolge hervorragender Aufschlußverhältnisse und dem Vorliegen zahlreicher Bohrunterlagen wurden für den Talabschnitt Regensburg – Straubing ältere pleistozäne Flußablagerungen (Hochterrassen = HT) und ihre Deckschichten (Lößstratigraphie) miterfaßt (Kap.4.2.). Durch diese Untersuchungen konnten wichtige Erkenntnisse für die jungpleistozäne Flußdynamik der Donau gewonnen werden.

Entsprechend der in Punkt 1 dargestellten zentralen Fragestellungen und unter Berücksichtigung der im Untersuchungsgebiet bestehenden Aufschlußsituationen liegt der räumliche Schwerpunkt der Untersuchungen:

- an der unteren Isar (Kap. 3)
- an der Donau oberhalb der Isarmündung im Raum Regensburg – Straubing – Bogen (Kap. 4.)
- an der Donau im Bereich und unterhalb der Isarmündung bis zum Engtal eintritt bei Pleinting (Kap. 5.).

Jeden dieser drei Talräume kennzeichnen andere fluviale Verhältnisse. Der Unterlauf der Isar repräsentiert den alpinen Vorlandsfluß, weit entfernt von der ehemaligen jungpleistozänen Vorlandvergletscherung. Die Donau im Raum Regensburg – Straubing – Bogen fließt unterhalb einer Engtalstrecke (Donauengtal zwischen Neustadt und Regensburg) und besitzt dort lediglich Zuflüsse aus dem Mittelgebirgsraum (Naab, Regen). Dagegen steht die Donau im Isarmündungsbereich direkt unter dem Einfluß eines alpinen Nebenflusses, um zudem wenige Kilometer flußabwärts bei Pleinting in ein Engtal einzutreten.

Innerhalb dieser drei Teilräume wurde mit Hilfe verschiedener, der jeweiligen Gelände- und Aufschlußsituation angepaßter, quartärgeologischer Methoden (Kap.2) die jeweilige jungquartäre Talgeschichte erfaßt. Hierdurch ergeben sich zwischen den einzelnen Teilräumen Gemeinsamkeiten, aber auch Unterschiede, die als Ausdruck der jeweiligen spezifischen Talsituationen anzusehen sind. Unter Einbeziehung bestehender Untersuchungsergebnisse aus weiteren Talräumen des Alpenvorlandes können die Ergebnisse regional und überregional vergleichend eingebunden werden (Kap. 6).

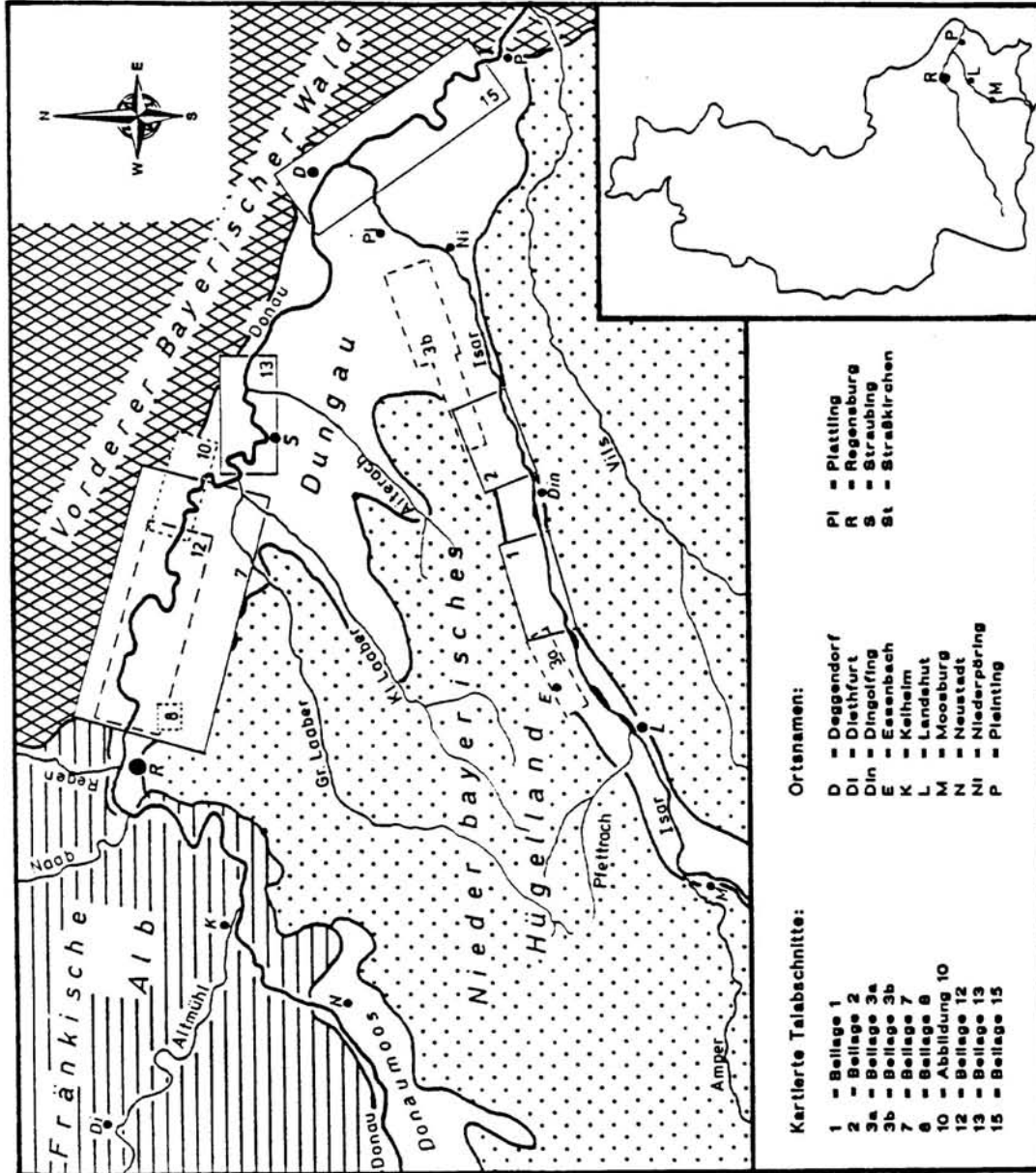


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes

1.3. Geographisch-geologisch-hydrologischer Überblick

Das Quellgebiet der Isar und ihrer größten Nebenflüsse Ammer/Amper und Loisach liegen im Ammer-, Wetterstein- und Karwendelgebirge der Nördlichen Kalkalpen. Bei Bad Tölz erreicht sie das Alpenvorland. Nach Durchquerung des Wolfratshausener Beckens, der Jungendmoränen bei Schäftlarn (südl. München) und der Münchener Ebene ändert sie mit dem Erreichen des Niederbayerischen Hügellandes bei Freising ihre Laufrichtung auf ONO. Bei Moosburg verengt sich mit der Einmündung der Amper das Isartal trichterartig zu einem 80 - 120 m tiefen, in die Obere Süßwassermolasse des Niederbayerischen Tertiärhügellandes eingeschnittenen Kastental: das untere Isartal.

Zwischen Landshut und Landau besitzt das Isartal nach SCHÄFER (1968: 183ff.) einen antezedenten Talcharakter als Folge schwacher Hebungsintensitäten der Landshuter Schwelle (Grundgebirgshoch). Schwache tektonische Hebung und die Schmelzwässer der pleistozänen Vorlandsvergletscherungen schufen hier ein durchschnittlich 4,5 km breites, schlauchartiges Tal mit steilen Flanken und nahezu ebenem Talboden, in dem alle älteren pleistozänen Flußablagerungen von den jeweils nachfolgenden fluviatilen Erosionsphasen fast vollständig ausgeräumt wurden.

Unterhalb von Großköllnbach öffnet sich das Kastental der Isar zum Niederbayerischen Gäuboden (Dungau), eine von der Donau an der Nahtstelle zwischen Alpenvorland und Vorderem Bayerischen Wald geschaffene Beckenlandschaft. Die bis sechs Kilometer breite Isarmündung quert mit einem mittlerem Talgefälle von 1 ‰ den Dungau in ostnordöstlicher Richtung, wobei der im Engtal dicht am südlichen Talrand angelegte Isarlauf ab Niederpörling unvermittelt in Richtung NO den Talboden quert, um bei Isargmünd nahezu im rechten Winkel in die Donau zu münden.

In den Abflußverhältnissen der unteren Isar spiegeln sich die spezifischen klimatisch-meteorologischen Eigenarten ihres alpinen Haupteinzugsgebietes wider (vgl. HERMANN & EGGER 1980: 135). Schmelzwässer und ein ausgeprägtes sommerliches Niederschlagsmaximum bewirken höhere Abflußmengen mit einer Häufung der Hochwässer im Sommerhalbjahr, während die Wintermonate durch im allgemeinen niedrige Wasserführung mit seltenerem Auftreten von Hochwasserlagen gekennzeichnet sind. Mit von Natur aus periodisch starken Schwankungen ihrer Wasserführung weist die untere Isar bei Landau (Jahresreihe 1926-50, nach: WEINIG 1972: 29) einen mittleren Niedrigwasserabfluß von 87,9 cbm/s, eine durchschnittliche Mittelwasserführung von 166 cbm/s und einen mittleren Hochwasserabfluß von 640 cbm/s auf, wobei Katastrophenhochwässer der Jahre 1899, 1940 und 1954 eine Wasserführung von 1500 - 1600 cbm/s erreichten.

Während die Isar im Raum Landshut – Landau in einem breitsohligen, tief eingeschnittenen Kastental fließt, hat die Donau zwischen Regensburg im NW und Hofkirchen im SO – an der Nahtstelle (Donaurandbruch) zwischen dem Molassebecken des Alpenvorlandes und dem kristallinen Grundgebirge des Vorderen Bayerischen Waldes – im Laufe ihrer Flußgeschichte eine bis 15 km breite und ca. 80 km lange Beckenlandschaft – den Dungau – geschaffen (Abb. 1). Ein- und Ausgang dieser Beckenlandschaft bilden antezedente Engtaldurchbrüche oberhalb von Regensburg durch die Massengesteine des Fränkischen Jura und unterhalb von Hofkirchen durch die kristallinen Gesteine des Vorderen Bayerischen Waldes.

Den Dungau kennzeichnet ein asymmetrisch ausgebildeter Talquerschnitt. Von der südwestlichen Talumrahmung – dem sanft kuppigen Niederbayerischen Tertiärhügelland – leiten mehrere weitgespannte, lößbedeckte Terrassenfluren zum Talboden hinunter. Jenseits der Donau endet der Talboden auf weite Strecken unvermittelt an den schroff aufragenden Steilhängen des Vorderen Bayerischen Waldes.

Eine weitere Untergliederung der Großlandschaft Vorderer Bayerischer Wald nach naturräumlichen Merkmalen in Regensburger- bzw. Falkensteiner-, Deggendorfer- und Passauer-Vorwald (CZAIKA & KLINK 1967; MANSKE 1981/82) oder nach geologisch-tektonischen Merkmalen in Regensburger, Mittlerer Vorderer und Passauer Wald (TROLL 1967: 17ff.; BAYBERGER & TROLL 1969: 8ff.) ist im Rahmen dieser Arbeit nicht erforderlich.

Eine Auflockerung dieses markanten orographischen, morphologischen und geologischen Gegensatzes bewirken lediglich einzelne in das Mittelgebirge hineingreifende und mit Löß ausgekleidete Tertiärbuchten u.a. bei Steinach, Hunderdorf, Deggendorf und Hengersberg.

Ein Naturdenkmal besonderer Art stellt im Isarmündungsbereich der Natterberg dar, der als kristalliner Zeugenberg des Mittelgebirges – diesseits der Donau gelegen – den Talboden um rd. 70 m Höhe überragt (Kap. 5.1.). Er weist sichtbar daraufhin, daß die Erosionstätigkeit der Donau im Laufe ihrer quartären Talgeschichte über die geologisch-tektonische Grenze "Donaurandbruch" hinweggegriffen hat (Kap. 5.1.).

Während die untere Isar unter dem hydrologischen Regime ihres alpinen Einzugsgebietes steht, münden in die Donau sowohl Flüsse aus dem Alpenraum (Iller, Lech, Isar) als auch aus dem Mittelgebirgsraum (Altmühl, Naab, Regen) ein. Daher weist die Donau unterhalb der Naab- und Regenmündung im Jahresmittel ein höheres Wintermaximum des Abflusses – Mittelgebirgstyp – auf, um erst mit Einmündung der Isar – alpiner Typ – ein zweites, leichtes Sommermaximum zu besitzen (vgl. HAAR et al. 1979: 120, Abb. 5.1.9.). Oberhalb der Isarmündung tragen zudem die einmündenden Mittelgebirgsflüsse Naab und

Regen erheblich zur Entstehung von Winterhochwasserlagen der Donau bei, so daß im Talabschnitt Regensburg – Isarmündung die größten Hochwasserabflüsse Winterereignisse sind. Erst mit Einmündung der Isar mit ihrem alpin geprägten Abflußcharakter verschieben sich die höchsten Abflußbeträge stärker auf das Sommerhalbjahr. Nach UNBEHAUN (1971: 25; Anhang 7.3.) beträgt das Verhältnis von Sommer- zu Winterhochwasser bei den zehn größten Hochwasserabflüssen im Zeitraum 1845 – 1965 oberhalb der Isarmündung am Pegel Pfelling 2 : 8, während es unterhalb der Isarmündung am Pegel Hofkirchen deutlich zum Sommerhalbjahr hin auf 4 : 6 verschoben ist. Bezüglich der mittleren Abflußhöhe der Donau, die im Zeitraum 1924 – 1981 am Pegel Pfelling 460 cbm/s betrug, bewirkt die Einmündung der Isar eine Abflußerhöhung um fast 40 % auf 635 cbm/s (WASSER- UND SCHIFFFAHRTSAMT REGENSBURG 1984: Gewässerkundliche Daten).

Neben der Beeinflussung der Wasserführung der Donau verursacht die nahezu im rechten Winkel einmündende Isar einen kräftigen Rückstau der Donau. Infolgedessen nimmt das mittlere Talgefälle des jungholozänen Donautalgrundes von 0,35 ‰ im Raum Regensburg – Bogen zur Isarmündung hin auf 0,2 ‰ ab, um erst unterhalb der Isarmündung eine deutliche Gefällszunahme auf 0,45 ‰ aufzuzeigen.

1.3. Forschungsstand

Arbeiten, die über die seit PENCK & BRÜCKNER (1909) bestehende traditionelle Gliederung des Talbodens in einheitliche würmzeitliche Niederterrassenflur mit teilweiser holozäner Auensedimentüberdeckung hinausgehen, liegen an der Isar von BRUNNACKER (1959a; 1959b; 1964d) im Raum Freising, von HOFMANN (1966; 1973) im Raum Landshut, von WEINIG (1972) im Raum Landshut – Landau und von UNGER (1983a; 1983b) im Isarmündungsbereich unterhalb von Landau vor.

Die detaillierteste jungpleistozäne Terrassengliederung konnte BRUNNACKER (1959a; 1959b; 1964d) im Isartal bei Freising nachweisen. Er untergliederte zwei bis drei würmzeitliche und fünf bis sechs holozäne Schotterflächen. Jeder dieser Schotterflächen (Ausnahme: Echinger Lohe- / Garching-Stufe) ordnete er eine sie typisierende Bodenbildung zu. In Tab. 1a sind seine Terrassenstufen, ihre kennzeichnenden Bodenbildungen und absolute Belege für die Alterseinstufung zusammengefaßt. Hinweise bezüglich der Tiefenlage der jeweiligen Terrassenbasen liegen nicht vor. BRUNNACKER (zuletzt in BRUNNACKER & STRAUCH 1985: 504) sieht in den postglazialen Terrassenstufen Aktivierungsphasen des fluviatilen Geschehens, die eine zeitliche Weiterbelebung des von TROLL (1926) für das spätglaziale Geschehen im Jungendmoränenbereich beschriebenen Erosions- und Akkumulationsvorganges (Schwemmkegel) bedeuten.

Bei der geologisch-bodenkundlichen Blattaufnahme Landshut Ost konnte HOFMANN (1966; 1973) vier holozäne Terrassenstufen nachweisen, die er aufgrund ihrer Bodenbildungen und gestützt durch ¹⁴C-Datierungen zweier Hölzer mit BRUNNACKER's Auwald-, Dichtl-, Lerchenfeld- und Pulling-Stufe parallelisierte (Tab. 1b). Drei weitere Terrassenstufen, die jünger als die erstmalig von PENCK (1909: 73) beschriebene Hochterrasse von Altheim sind, stufte er als vermutlich würmzeitliche Niederterrassen ein. Für die höchste dieser drei Terrassen zieht er wegen ihrer 1 - 1,5 m mächtigen Lößbedeckung ein eventuell rißkaltzeitliches Alter in Erwähnung (HOFMANN 1973: 74). Die tiefste Niederterrasse parallelisierte er aufgrund ihrer Bodenbildung – Schotteranwitterungshorizont – unter der Einschränkung "vermutlich" mit der Altstadt-Stufe von BRUNNACKER (HOFMANN 1973: 74).

WEINIG (1972) erstellte mit Hilfe von Luftbildern und Geländebegehungen in seiner hydrogeologisch orientierten Dissertation eine quartärgeologische Karte des Isartales unterhalb von Landshut bis Landau. Im Talbodenbereich erfaßte er vier holozäne und eine spätglaziale Terrasse, die er wegen ihrer Bodenbildungen und Deckschichten und unter Einbeziehung siedlungsgeschichtlicher Aspekte mit der Auwald-, Dichtl-, Lerchenfeld-, Pulling- und Altstadt-

Tab. 1a: Jungquartäre Terrassenstufen der Isar im Raum Freising – Ismaning nach BRUNNACKER (1959a; 1959b; 1964)

	Terrassen	Bodenbildungen	Altershinweise
Würm	Niederterrasse	Parabaunerden Schotterzersatzzone	Ältere Schotterflächen; Verknüpfung Jungend- moränen, lößfrei
Spätglazial	Altstadt-Stufe (innere u. äußere) — — —	flachgründige Braunerden verbraunte Rendzinen Schotteranwitterungshorizont	
Präboreal/ Boreal	Echinger Lohe - bzw. Garching - Stufe Neufahrn - Stufe	verbraunte Rendzinen Mullrendzinen mit Ca-Horizont	
Subboreal	Pulling-Stufe	dunkelgraue Mullrendzinen Pechanmoor	Holz aus 3 - 4 m Tiefe: 4280 ± 110 a. BP
Römerzeit	Lerchenfeld-Stufe	graubraune Mullrendzinen	
Mittelalter/ Neuzelt	Dichtl-Stufe	graubraune Paternia	abgerollte Ziegelbrocken
Neuzelt	Auwald-Stufe	graue u. hellgraue Paternia Rohböden	

Tab. 1b: Terrassenstufen der Isar im Raum Landshut nach HOFMANN (1973) und im Raum Landshut – Landau nach WEINIG (1972)

	Terrassen (nach HOFMANN)	Altershinweise	Terrassen (nach WEINIG)	Altershinweise
Würm	Niederterrasse (?) Niederterrasse	1-1,5 m Löß Schwemmlöß	Niederterrasse (?)	
Spätglazial	Altstadt-Stufe	Schotteran- witterungshorizont	Altstadt-Stufe	
Subboreal	Pulling-Stufe	Pechanmoor	Pulling-Stufe	
Römerzeit	Lerchenfeld-Stufe	Holz aus 2,5 m T.: 1505 ± 65 a. BP	Lerchenfeld-Stufe	
Mittelalter	Dichtl-Stufe	Holz aus 3 m T.: 310 ± 50 a. BP	Dichtl-Stufe	Tonscherben, Ziegel
Neuzelt	Auwald-Stufe	irdenes Geschirr	Auwald-Stufe	Tonscherben Ziegel

Stufe BRUNNACKERs parallelisierte. In den bei Altheim und Großköllnbach der Hochterrasse vorgelagerten Terrassenstreifen vermutet er Reste der hochwürmzeitlichen Niederterrasse. Zur räumlichen Lagerung der fünf Talgrundterrassen nimmt er ein schachtelartiges Nebeneinander ihrer Schotterkörper an, deren Basis entweder ältere Sockelschotter oder das liegende Tertiär bildet (WEINIG 1972: 15). Als Belege führt er unterschiedliche Kornverteilungskurven aus der Altstadt-Stufe (2 Proben) und aus den jüngeren Schotterstufen (6 Proben) an. Zudem weist er daraufhin, daß alte Faschinenverhaue in der Auwald-Stufe bei Niederaichbach und Dingolfing in 4 m bzw. 7 m Tiefe direkt dem Tertiär aufliegen (WEINIG 1972: 15).

Darüberhinaus erkennt er, daß sich die aktive Umlagerungszone der Isar im Laufe der postglazialen Talgeschichte unter Einengung auf die südliche Talhälfte zurückzog. Er erklärt dies durch "... eine nicht definierbare, jedoch lateral auf das Tal einwirkende, wahrscheinlich tektonische Bewegung." (WEINIG 1972: 10). Als Ursache für den postglazialen Terrassenbau vermutet er einen schrittweisen Abflußrückgang seit der letzten Eiszeit, der - verbunden mit mehrfachem Wechsel von Akkumulations- und Erosionsperioden und einer bis heute wirksamen Heraushebung der Landshuter Schwelle - eine morphologische Terrassentreppe bewirkte (WEINIG 1972: 10f.).

Als jüngste Bearbeitung von u.a. quartären Ablagerungen des Isar- und Donautales wurde von UNGER (1983a) das Blatt Landau der GK 1 : 50000 von Bayern sowie eine Umgebungskartierung des Natternberges - nordwestlich der Isarmündung - vorgelegt (UNGER 1983b). Aufgrund zweier Kernbohrungen, die unter 3,3 m bzw. 4,8 m Lößbedeckung ohne interglaziale Bodenbildung den Terrassenschotter erreichten, stufte UNGER (1983a: 17f., 62f.) PENCK's (1909: 73f.) "Hochterrasse", LEGER's (1965: 158f., Geol. Karte) "Haute terrasse", WEINIG's (1980: 24, Geol. Karte) und HOMILIUS et. al. (1983: 63f., Geol. Karte) "Hochterrasse" nördlich von Plattling und westlich von Osterhofen (Donautal) als "Ältere hochwürmzeitliche Niederterrasse" ein. Ein tieferes, vorgelagertes, ebenfalls lößbedecktes Niveau wurde zur spätglazialen "Jüngeren Niederterrasse". Drei weitere noch tiefere Niveaus mußten folglich als "Älteres Holozän (Präboreal-Boreal)", "Jüngeres Holozän (Subboreal)" und "Jüngste Talfüllung" angesprochen werden (UNGER 1983a: 18; 1983b: 8). Zur absoluten Alterseinstufung der "holozänen" Terrassen liegen keine Belege vor. Dagegen weist SCHMOTZ (1984b : 17f.) auf UNGERs (1983b) "Jüngeren Holozänterrasse" östlich des Natternberges u.a. jungsteinzeitliche (Münchshöfener Kultur, älter als 4000 v.Chr.) Siedlungsreste nach und fordert zu Recht, eine Korrigierung der geologischen Zeiteinstufung der Terrassenbildungen in diesem Raum.

Abgesehen von der auch jedem Kenntnisstand zur würmzeitlichen Lößsedimentation widersprechenden zeitlichen Einstufungen seiner lößbedeckten "hoch- und spätwürmzeitlichen Niederterrassen", fehlt bei UNGER (1983a; 1983b)

eine weitergehende, morphologische Detailgliederung des Talgrundes von Isar und Donau, so daß diese beiden Arbeiten zur jungquartären Talgeschichte beider Flüsse keine neuen Erkenntnisse beitragen.

An der Donau fehlen bisher detaillierte Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte. Die großmaßstäbigen Karten und ihre Erläuterungen von LEGER (1965), WEINIG (1980) und HOMILIUS et al. (1983) behandeln alle großen pleistozänen Terrassenfluren (NT, HT, Jüngerer und Älterer Deckenschotter) in der klassischen PENCK'schen Terrassengliederung.

WEINIG (1980) sowie HOMILIUS et al. (1983) befassen sich zudem an Hand zahlreicher geoelektrischer und seismischer Profile mit den Mächtigkeiten der quartären Talfüllung. Beide beschreiben unterschiedliche Deckschichtenvorkommen auf den jungquartären Flußablagerungen, die erstmalig von BRUNNACKER (1956) bei Straßkirchen ausgegliedert wurden. Dort unterscheidet BRUNNACKER (1956) drei die "Niederterrasse" bedeckende spätglaziale Deckschichten: den "Älteren Schwemmlöß" in randlichen externen Bereichen der "Niederterrasse" und ihm vorgelagert — als jüngere Ablagerungen — einen "fluviatilen Talsand" und "äolischen Flugsand". Altersbelege liegen nicht vor. Als holozäne Ablagerungen erkennt er noch einen "Jüngeren Schwemmlöß", der in seiner Verbreitung dem heutigen Donaulauf folgt. Er ist nach BRUNNACKER & KOSSACK (1957: 46) älter als die auf ihm liegenden mittel- und jungneolithischen Siedlungen. Als jüngstes Sediment stuft BRUNNACKER (1956: 34) den im Überschwemmungsgebiet der Donau liegenden Auenmergel ein. Dieser wurde erstmalig von CLESSIN (1910) beschrieben und altersmäßig eingestuft:

Bei der Ausbaggerung des Regensburger Umschlaghafens fanden sich nach CLESSIN (1910: 2) in den oberen Kiesschichten unter den bis zu 3 m mächtigen Sandschichten mittelalterliche Topfscherben und Tierknochen. Die hangenden grauen, conchylienführenden Sandschichten deutet er daher als Hochflutablagerungen, die erst seit max. 1000 n.Chr. abgesetzt sein können.

Weitere Hinweise zur postglazialen Flußdynamik der Donau finden sich vor allem bei BECKER (1982), BÖHM & SCHMOTZ (1979) und SCHMOTZ (1984a).

1.4. Zur Nomenklatur der Terrassenkörper und Terrassenflächen

Als morphologische Terrassenbegriffe wird an beiden Flüssen zwischen den Talgrundterrassen und die sie überragenden Talhangterrassen unterschieden.

Die Talgrundterrassen lassen sich morphologisch weiter unterteilen in die die Aue überragenden Niederterrassenflächen mit ihren weit verbreiteten holozänen Klimaxbodenbildungen in Form von Parabraunerden und die im Auenniveau liegenden Auenterrassen. Auenterrassen sind im Rahmen dieser Arbeit tiefere Talgrundterrassenflächen, deren Bodenbildungen durch den semiterrestrischen Einfluß des hochstehenden Talgrundwasserspiegels beeinflußt werden, d.h. durch Auenböden gekennzeichnet sind. Sie können daher auch Terrassenflächen umfassen, die in jüngerer historischer Zeit nicht mehr im extremen Hochflutbereich liegen. Als rein morphologischer Begriff kann sich das Auenniveau aus stratigraphisch unterschiedlich alten Sedimentkörper zusammensetzen (vgl. SCHIRMER 1983: 17).

Die Bezeichnungen für die den Talgrund deutlich überragenden, meist lößbedeckten Talhangterrassen wurden von den aus den Talräumen jeweils vorliegenden Kartierungen verschiedener Bearbeiter (Kap. 1.3.) übernommen. Es sollte einer künftigen Neubearbeitung dieser Terrassenniveaus vorbehalten sein, morphologisch zutreffendere und stratigraphisch unbelastetere Terrassenbenennungen aufzustellen.

Zwischen den tieferen lößbedeckten Talhangterrassen, die von allen Bearbeitern als "Hochterrasse" bezeichnet werden und den lößfreien "Niederterrassen" des Talgrundes findet sich an beiden Flüssen eine lößbedeckte Terrasse, die zwischen ihnen eine morphologisch vermittelnde Stellung einnimmt. Da sie auch stratigraphisch keineswegs als "Niederterrasse" im klassischen Sinne angesprochen werden kann, wird sie entsprechend ihrer morphologischen Ausprägung als "Übergangsterrasse (ÜT)" bezeichnet.

Bei der stratigraphischen Benennung der Sedimentkörper wurde an Stelle einer Vielzahl von Lokalnamen einem numerischen System mit durch Großbuchstaben abgekürzter allgemein-stratigraphischer Einordnung wie H = Holozän, NT = Niederterrasse, ÜT = Übergangsterrasse, HT = Hochterrasse der Vorzug gegeben. Ausgehend von der in allen drei Talabschnitten faßbaren würmzeitlichen Hauptniederterrasse als NT1 werden die jeweils jüngeren würmzeitlichen Aufschotterungen als NT2 bzw. NT3 bezeichnet. Für die holozänen Terrassen stehen mit dem Großbuchstaben H für Holozän entsprechend von alt nach jung die Termini H1 bis H7. Der Begriff "Übergangsterrasse (ÜT)" repräsentiert sowohl eine morphologische wie auch eine stratigraphische Position. Im Raum Regensburg – Straubing konnte die bisher als einheitliche rißkaltzeit-

liche Akkumulation aufgefaßte "Hochterrasse" in drei eigenständige Terrassenkörper untergliedert werden. Da bei einer künftigen Weiterbearbeitung noch zusätzliche ältere Hochterrassenglieder nicht auszuschließen sind, wurde als vorläufige Arbeitsbezeichnung die jüngste Hochterrasse als HT1, die älteren als HT2 bzw. als HT3 (bisher älteste) benannt.

In Tab. 2 sind die verschiedenen im Text verwendeten morphologischen und stratigraphischen Terrassenbezeichnungen als Übersicht zusammengestellt.

Tab. 2: Morphologische und stratigraphische Terrassenbezeichnungen

	Morphologische Bezeichnung		Stratigraphische Bezeichnung
HOLOZAN	Talgrundterrassen	AUENTERRASSEN	H 7
			H 1
JUNGFLEIST.		NIEDERTERRASSEN	NT 3
			NT 2
		NT 1	
MITTELFLEISTOZAN	tiefere Talhangter.	ÜBERGANGSTERRASSE	UT
		HOCHTERRASSEN	HT 1
			HT 2
			HT 3
ALTPLEISTOZAN	höhere Talhangterrassen		Hartinger Schichten (Basis: 3 - 5 m ü. MW)
		JÜNGERE DECKEN- SCHOTTER (25 m - Niveau)	Jüngere Deckenschotter (ungegliedert) (Basis: 4 - 12 m ü. MW)
		ÄLTERE DECKEN- SCHOTTER (40 m - Niveau)	Ältere Deckenschotter (ungegliedert) (Basis: 8 - 12 m ü. MW)
PLIOZAN/ALTESTPL.	Hochschotter	ÄLTESTE DECKEN- SCHOTTER (45 - 55 m - Niveau)	Älteste Deckenschotter (Vollschotterspektrum) (Basis: > 20 m ü. Donau)
		HOCHSCHOTTER (55 - 110 m ü. Tal)	Hochschotter (Restschotterspektrum) (Basis: > 45 m ü. Donau)

2. Untersuchungsmethoden

Die im Rahmen dieser Arbeit angewandten Untersuchungsmethoden orientieren sich zum einen an den unter Kap. 1. formulierten zentralen Fragestellungen, zum anderen an den Möglichkeiten, die das Arbeitsgebiet bzw. jeder Teilraum für sich in Form von bestehenden Aufschlußverhältnissen, dem Vorliegen von sicher stratifizierbaren Bohrberichten, von Funden über- und untertägiger Bodendenkmäler, von historischen Karten, siedlungsgeschichtlichen Quellen etc. bietet.

Der Schwerpunkt der Untersuchungen liegt in allen drei Teilräumen auf der morphologischen, sedimentologischen und pedologischen Differenzierung und Alterseinstufung der verschiedenen Flußablagerungen. Durch ausgedehnte Kartierungen und Aufschlußbearbeitungen (Kap. 2.1.), die im Zeitraum vom Herbst 1983 bis zum Herbst 1986 durchgeführt wurden, konnte innerhalb jedes Teilraumes eine vielgliedrige Terrassenabfolge einschließlich ihrer morphologischen Ausprägung, ihrer Deckschichten und Bodenbildungen erfaßt und über größere Talräume hinweg flächenhaft nachgewiesen werden.

Die Aufschlußbearbeitungen in Form sedimentologischer und bodenkundlicher Ansprachen führten zur Beprobung zahlreicher Profile, die teilweise mit Hilfe verschiedener Labormethoden (Kap. 2.2.) weiterverarbeitet wurden, um den Geländebefund zu ergänzen.

Schwierig gestaltete sich zum Teil die Erfassung des Sedimentationstypus – "L-" bzw. "V-Terrassentyp" (nach SCHIRMER 1983: 24f.) – und der Schotterbasis der jeweiligen Terrassen, da nur wenige Aufschlüsse – infolge hohen Grundwasserstandes – eine Einsichtnahme bis zur Terrassenbasis gestatteten. Die Quartärbasis konnte für einzelne Talbereiche und so auch indirekt für einzelne Terrassen deren Terrassenbasis durch die Auswertung zahlreicher Bohrberichte (Kap. 2.3.), zum Teil auch ergänzt aus entsprechenden vorliegenden Veröffentlichungen (insbesondere: WEINIG, 1980; HOMILIUS et al. 1983) eruiert werden. Zur Beurteilung der Sedimentationstypen liegen allein eigene Aufschlußbeobachtungen vor.

Während sich aus der räumlichen Lagerung der Terrassen, ihren sedimentologischen und pedologischen Merkmalen relative Altersbeziehungen ergeben, liegen absolute Altersbelege vor allem aus der Erfassung vor- und frühgeschichtlicher Fundstellen, der Auswertung historischer Karten und siedlungsgeschichtlicher Quellen (Kap. 2.4.) und nicht zuletzt durch eine Anzahl von Datierungen zahlreicher Holzfunde vor, die von Priv.Doiz. B. Becker (Universität Stuttgart-Hohenheim; dendrochronologische Alter = vor/nach Chr.) und Prof.Dr. M.A.Geyh (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover; ¹⁴C-Alter = a. BP) dankenswerter Weise durchgeführt wurden. Vergleiche mit anderen Flußgebieten beruhen auf entsprechend zitierter veröffentlichter Literatur.

2.1. Geländemethoden

Grundlage der morphologischen Abgrenzung lateral gebauter Terrassenstufen – L-Terrassen (nach SCHIRMER 1983: 26) – bildet eine Kartiermethode, die von SCHIRMER (1980: 72f.; 1983: 28ff.) im Main-Regnitz-Gebiet entwickelt wurde. Während die traditionelle Kartiermethode aufgrund unterschiedlicher Höhenlagen Terrassenniveaus abgrenzt, geht SCHIRMER von der Oberflächengliederung der Terrassen im Talquerschnitt aus und erfaßt daher auch in etwa gleichem Niveau liegende, aber unterschiedlich alte Terrassenkörper, sogenannte "Reihenterrassen" (SCHIRMER 1983: 28). Mit dem Wandern der Mäanderaußenbögen und dem dadurch erfolgten lateralen Anwuchs einer Terrassenaufschüttung ergibt sich ein typischer morphologischer Innenbau der Terrasse: von der höheren Uferwallfazies über die durch Aurinnen strukturierte Terrassenfläche zur tieferliegenden, mehr oder minder schlecht verfüllten Nahtrinne. Sie stellt als Verbindung aller Mäanderaußenbögen einer Terrasse die geologische Grenze zweier unterschiedlich alter Umlagerungsperioden dar (Abb.: 2).

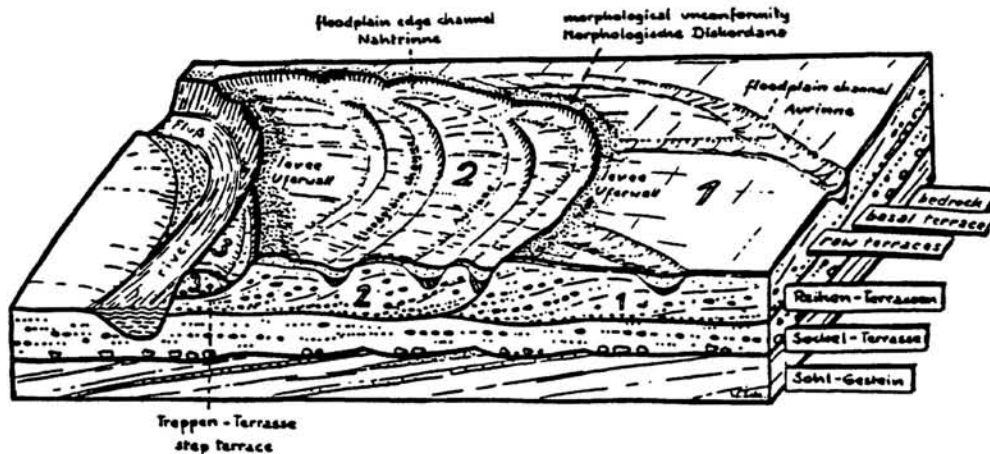


Abb. 2: Blockbild des Auenbereiches mit seinen typischen morphologischen und geologischen Einheiten

aus: Schirmer 1983: Abb. 5

Meistens bildet sich aufgrund der morphologischen Innengliederung der L-Terrassen – mit ihrer internen Wölbung und dem externen Absinken zur Nahtrinne hin – zudem eine deutliche Terrassenkante zur nächst älteren Terrasse aus. Da der Innenbau verschiedener, aneinandergrenzender Terrassen selten gleichgerichtet ist, ergibt das diskordante Schneiden ihrer Aurinnen – als morpho-

logische Diskordanz — einen weiteren morphologischen Hinweis für das Vorliegen unterschiedlich alter, aber höhengleicher Auenterrassen (SCHIRMER 1983: 29f.).

Die lößfreien, vertikal aufgewachsenen Terrassen — V-Terrassentyp nach SCHIRMER (1983: 26) — liegen im Untersuchungsgebiet als morphologische Terrassentreppen vor und können aufgrund ihrer unterschiedlichen Höhenlagen — soweit eruierbar meist auch unterschiedlich hoher Terrassenbasen — weiter differenziert werden. Auch bei ihnen ist am Talrand häufig eine feinklastisch verfüllte Randsenke ausgebildet, die meistens vergleyst ist und zu Anmoor- und Niedermoorbildungen neigt. Die Verbreitung von Flugsanden, das Auftreten syn- und/oder postgenetischer Kaltklimaindikatoren, die Überlagerung durch mehr oder minder mächtige Talrandschwemmkegel u.a. bilden weitere Abgrenzungskriterien. Ihre morphologische Lage im Talquer- und Tallängsschnitt unter Einbeziehung ihres Basisverhaltens kennzeichnen sie als eigenständige Akkumulationskörper.

Bei den lößbedeckten Terrassen verbirgt die äolische Lössanwehung die Höhenlage des fluviatilen Aufschüttungsniveaus. Zudem können postsedimentäre solifluidale Überprägungen — insbesondere an der Terrassenstirn und sich mit zunehmenden Alter der Terrasse auch mehrfach wiederholend — tiefere Terrassenniveaus vortäuschen. Daher ist bei diesen Terrassen neben der Höhenlage ihres fluviatilen Aufschüttungsniveaus — Schotteroberkante — das Basisverhalten ein wichtiges Kriterium zur Unterscheidung verschieden alter Terrassenkörper.

Die ausgedehnten morphologischen Kartierungen wurden im Maßstab 1 : 25000 angelegt. In diesem Maßstab sind die Kartierungen in der Abt. Geologie am Geographischen Institut der Universität Düsseldorf zur Einsichtnahme hinterlegt. Ziel war die morphologische Erfassung und der flächenhafte Nachweis unterschiedlich alter Terrassen, nicht jedoch eine geologisch-bodenkundliche Blattaufnahme. Daher wurden Talrandsedimente, Talfüllungen der Nebenbäche, Niedermoor-, Flugsandgebiete, Aurinnen etc. zwar angesprochen (s. Kap. 3.; Kap. 5.), in ihrer räumlichen Verbreitung im allgemeinen aber nicht detailliert auskartiert.

Parallel zur Kartierung wurden mit Hilfe zahlreicher Handbohrungen und insbesondere durch die vorhandenen Aufschlüsse in Form von Kiesgruben, kurzzeitig vorhandenen Baugruben, Entwässerungsgräben etc. die Bodenbildungen und Deckschichten, soweit aufgeschlossen auch das Sedimentationsbild und die Schotterbasis der einzelnen Terrassen erfaßt.

Die feldbodenkundliche Ansprache erfolgte weitgehend nach der KARTIERANLEITUNG ARB.-GEM. BODENKUNDE (1982), wobei jedoch innerhalb der Auenböden — abweichend von der KARTIERANLEITUNG (1982: 236) — die Bodentypen Auenrendzina und Auenpararendzina nicht zusammengefaßt wurden. Aufgrund der zeitlich unterschiedlich intensiven Bodenentwicklungsdynamik von Boden-

bildungen auf kalkreichen Hochflutsedimenten mit ihrem größeren Speichungsvermögen des Sickerwassers einerseits und den stark kalkgeröllführenden Grobschottern mit ihrer hohen Sickerwasserdurchlässigkeit und durch relativ kleinere Kornoberflächen bedingte stärkere Verwitterungsresistenz andererseits, wird im Rahmen dieser Arbeit weiterhin zwischen Auenpararendzinen auf kalkreichen Hochflutsedimenten und Auenrendzinen auf den Karbonatschottern der Isar unterschieden.

Neben der Aufschlußaufnahme wurden zahlreiche Boden- und Sedimentproben horizontiert entnommen. In der Regel erfolgte die Probennahme in Form gestörter Proben, die in Plastiktüten bzw. zur Schotterfraktionierung in Kiessäcken (ca. 20 kg) verpackt wurden. Zur pollenanalytischen Weiterverarbeitung wurden aber auch mehrere Meter Pollensäulen als ungestörte Proben gestochen und ebenfalls in Plastiktüten verpackt. Holzfunde zur absoluten Altersdatierung konnten nur selten in situ geborgen werden, da viele Hölzer erst beim Kiesabbau in Form von Naßbaggerungen gefördert wurden.

2.2. Laboranalysen

Da der Schwerpunkt der Arbeit auf feldgeologisch-geomorphologischen Methoden liegt, konnte das gesicherte, überaus umfangreiche Probenmaterial nur teilweise laboranalytisch aufgearbeitet werden. Besonderen Dank gebührt Prof.Dr. W.Schirmer, dessen studentische Hilfskräfte Paul Theo Bonn (cand. phil.) die Korngrößenanalysen des Pelitanteils, Stefan Wahl (cand. phil.) die Gesamtphosphorgehaltsanalysen, Andreas Tohtz (M.A.) einen Teil der durchgeführten Schotterfraktionierungen ausführten und nicht zuletzt Wulf Hüsken (cand. phil.), der freundlicherweise auf der SIEMENS 7570-P Großrechenanlage des Rechenzentrums der Universität die statistische Aufbereitung und Darstellung der durchgeführten Korngrößenanalysen übernahm.

Die Korngrößenanalysen der Schotter erfolgten durch Naßsiebung mit der Hand von durchschnittlich 20 kg Probenmaterial mit quadratischen Rundlochsieben in den Fraktionen <2 mm (Matrix = Mx), 2 - 4mm (unterer Fki = uFki), 4 - 6,3 mm (oberer Fki = oFki), 6,3 - 10 mm (unterer Mki = uMki), 10 - 20 mm (oberer Mki = oMki), 20 - 40 mm (unterer Gki = uGki), 40 - 63 mm (oberer Gki = oGki) und >63 mm (Blöcke = Bl). In der Blockfraktion wurde zudem noch bei der Probennahme im Gelände der durchschnittliche und maximale Blockdurchmesser ermittelt.

Die Korngrößenanalysen der Sande wurden im Naßsiebverfahren mit einer Retac 3 D Laborsiebmaschine und Prüfsieben von 220 mm Durchmesser und einer Maschenweite von 0,063 mm (unterer Fs = uFs), 0,1 mm (oberer Fs = oFs), 0,2 mm (unterer Ms = uMs), 0,4 mm (oberer Ms = oMs), 0,63 (unterer Gs = uGs) und 1,0 mm (oberer Gs = oGs) durchgeführt. Nach 24 Std. Trocknen des Probenmaterials bei 60 ° C im Trockenschrank und ebenso langem Abkühlen wurden die Fraktionen >2 mm von Hand abgesiebt. Nach 24 Std. Dispergierung von 200g des abgesiebten Probenmaterials in $\text{Na}_2\text{P}_2\text{O}_5$ erfolgte anschließend die Naßsiebung beim Schwingungsgrad I der Laborsiebmaschine.

Die Korngrößenanalysen die Pelitanteils erfolgten nach der Pipettmethode nach KÖHN und KÖTTGEN mit Hilfe eines Sedimentationsautomaten der Fa. Klees.

Alle bodenchemischen Analysen wurden an von Hand < 2 mm Korndurchmesser abgesiebten, nach 24 Std. Trocknungszeit im Trockenschrank, ebenso langem Abkühlen und 10 Min. Mörserung in einer Mörsermühle vorgenommen. Die Karbonatgehaltsbestimmungen erfolgten gasvolumetrisch nach Scheibler (beschr. u.a. in: MÜLLER 1964; HÄDRICH 1970; KÖHLER 1973) mit 10 %iger Salzsäure bei 30 Min. Einwirkzeit. Von jeder Probe wurde eine Wiederholungsanalyse vorgenommen und bei kleiner 5 %iger Abweichung die Analysenwerte

gemittelt. Da gleichgroße bzw. größere Abweichungen nur in Ausnahmefällen auftraten, mußten selten weitere Wiederholungsproben durchgeführt werden.

Die Kohlenstoffgehaltsbestimmungen erfolgten kolorimetrisch nach nasser Oxidation mit Kaliumdichromat (nach RIEHM & ULRICH 1954). Die photometrische Messung des reduzierten Chroms erfolgte mit einem Spectrophotometer Hitachi Modell 100-20. Wie zahlreiche Wiederholungsproben zeigten, sind die ermittelten C-Gehalte - sofern sie innerhalb eines Extinktionsintervalles von 0,10 bis 0,9 liegen - mit im allgemeinen weit unter 5%iger Abweichung reproduzierbar.

Die Bestimmung des Gesamteisens (Fe_t) erfolgte titrimetrisch nach HÄDRICH (1970), wobei ein von DIEMERT (Institut f. anorganische Chemie und Strukturchemie, Universität Düsseldorf) modifiziertes Aufschlußverfahren mit Hilfe konzentrierter NaOH- und KOH- Plätzchen im Verhältnis 1 : 1 bei 450 ° C im Muffelofen verwendet wurde.

Das dithionitlösliche Eisen (Fe_d) wurde titrimetrisch in Anlehnung an COFFIN (1963) bestimmt.

Die Gesamtphosphorbestimmung wurde nach Säureaufschluß mit 70 %iger Perchlorsäure (HClO_4) in Anlehnung an SCHLICHTING & BLUME (1966: 101) und kolorimetrischer Messung mit einem Spectrophotometer Hitachi Modell 100-20 vorgenommen.

2.3. Bohrunterlagen und ihre Auswertung

Da innerhalb des Untersuchungsgebietes lediglich einige wenige Aufschlüsse – infolge des hochstehenden Grundwasserspiegels – eine Einsichtnahme bezüglich der Tiefenlage der jeweiligen Terrassen- und Quartärbasen ermöglichten, konnte insbesondere durch die Auswertung zahlreicher von verschiedenen Behörden (s.u.) dankenswerter Weise zur Verfügung gestellter Bohrberichte sowohl die Tiefenlage der Quartärbasis als auch indirekt Rückschlüsse auf die Tiefenlagen einzelner Terrassenbasen gewonnen werden. Die Mehrzahl der Bohrungen sind im Zuge von Großbauprojekten wie dem Autobahnbau A3 Regensburg – Passau (Autobahnmeisterei Regensburg und Deggendorf), der A98 zwischen Landshut und Pilsting (Autobahnmeisterei Deggendorf), dem Ausbau der Donau zur Rhein – Main – Donau Schifffahrtsstraße zwischen Regensburg und Hofkirchen (Neubauamt Regensburg), der Errichtung eines BMW- Werkes bei Regensburg-Harting (Amt für Statistik und Stadtentwicklung Regensburg), sowie einer Bahnüberführung bei Obertraubling und dem Neubau einer Donaubrücke bei Donaustauf (Straßenbauamt Regensburg) niedergebracht worden. Weitere Bohrberichte von Baugrund- und Grundwasserbohrungen aus dem gesamten Untersuchungsgebiet konnten freundlicherweise im Bohrchiv des Bayerischen Geologischen Landesamtes München eingesehen werden.

Die topographische Lage der Bohrungen und ihre im Rahmen dieser Arbeit verwendeten Bohrnummern sind in den Kartenbeilagen (Beilage 3, Beilage 9, Beilage 14) sowie in der Abb. 10 dargestellt. Im Anhang befinden sich zu diesen jeweiligen Kartenbeilagen und der Abb. 10 entsprechende Bohrlisten mit dem Verzeichnis der Bohrnummern, der jeweiligen Archivnummer, der Archivstelle, der Ansatzhöhe der Bohrungen in m. ü.NN. sowie die Auswertungsergebnisse der Bohrberichte nach:

– quartäre Schotteroberkante (Sch.- Ok.).

Sie gibt Auskunft über die Höhenlage des fluviatilen Aufschüttungsniveaus und in der Differenz zur Ansatzhöhe der Bohrungen über die Mächtigkeit feinklastischer (sandiger, siltiger, toniger etc.) Deckschichten. Sedimentologisch handelt es sich bei diesen Deckschichten :

- a) bei im Hochterrassenbereich niedergebrachten Bohrungen weitgehend um Löss.
- b) bei im Niederterrassenbereich liegenden Bohrungen können sie sowohl fluviatilen, äolischen und kolluvialen Fazies, wie auch pedogenetischem Residuallehm oder Seitentalfüllungen entsprechen, so daß auf der Grundlage der lithologischen Beschreibungen der Bohrberichte eine sichere sedimentologische Ansprache nicht möglich ist.
- c) bei im Auenbereich niedergebrachten Bohrungen stellen sie dagegen die typischen feinklastischen Auensedimente dar mit einer Bandbreite von

sandigen bis zu siltig-tonigen Sedimentablagerungen.

- **Quartärbasis ü.NN.** und ergänzt durch ein entsprechend bezeichnetes weiteres Bezugsniveau wie der Talmittelwasserspiegel (ü./u. MW; Konstruktionsbeispiel in Beilage 6) oder die durchschnittliche Höhenlage der NT3 - Terrassenfläche (ü./u. NT3).

Die Differenz zwischen Schotteroberkante und Quartärbasis umfaßt das grobklastische bzw. kiesige Flußbettsediment, wobei dieses mehrere fluviatile Schüttungen als Stapelungen beinhalten kann. Erst aus dem Verlauf unterschiedlich tiefer Quartärbasisbereiche in Abstimmung mit der Verbreitung der morphologisch erfaßten Terrassenflächen und unter Berücksichtigung evtl. unterschiedlicher, sohlgesteinsbedingter Erosionswiderständigkeiten (Locker- oder Festgestein) können Rückschlüsse auf die Tiefenlagen von Terrassenbasen und somit auf die ehemalige Tiefenlage ihrer fluviatilen Erosionsbasis gezogen werden.

- stratigraphische Ausbildung des Liegenden.

Seine stratigraphische Zuordnung stützt sich zum einen auf die entsprechende lithologische Beschreibung in der veröffentlichten regionalgeologischen Literatur — insbesondere die Erläuterungen zu den bisher erschienenen Geologischen Karten von Bayern 1 : 25000 — und auf eigene Aufschlußbeobachtungen. Neben mesozoischen (Jurakalksteinen und oberkretazischen Sandsteinen oder Kalksandsteinen) und paläozoischen Festgesteinen, die sich markant vom auflagernden, lockeren, kiesigen Quartär abheben, wird die quartäre Talfüllung der Donau in weiten Bereichen sowie die der unteren Isar im gesamten Talbereich von klastischen Lockersedimenten der Oberen Süßwassermolasse des Miozäns unterlagert.

Da in den kartierten Talabschnitten der unteren Isar im Raum Landshut — Pilsting die Obere Süßwassermolasse als "limnisch-fluviatile Süßwasserschichten" oder als "Nördlicher Vollsotter" das Liegende der ebenfalls kiesigen quartären Flußablagerungen bildet und daher aus den vorliegenden Bohrberichten aus diesem Raum eine sichere stratigraphische Abgrenzung beider Einheiten meist nicht möglich ist, wurde ihre mit starken Unsicherheiten behaftete Auswertung nicht vorgenommen. Demgegenüber baut sich das Tertiär im Isartal unterhalb von Landau (Kap.5.1.) und im gesamten bearbeiteten Donautal (Kap. 4.1.) aus feinklastischen Lockersedimenten vorwiegend Tone, Silte, Mergel und Sande auf. Diese sind im Hangendbereich ebenfalls der Oberen Süßwassermolasse des Miozäns zuzuordnen. Da jedoch mit größerer Teufe einzelner Bohrungen oder auch im Bereich von Störungszonen zum Teil ältere tertiäre Schichtglieder erbohrt wurden, wurde bei der Auswertung der allgemeineren stratigraphischen Bezeichnung "Tertiär" der Vorzug gegeben. Eine Spezifizierung in "Braunkohlentertiär" erfolgte, wenn innerhalb der Bohrberichte Braunkohlenflöze ausgewiesen sind.

2.4. Vor- und frühgeschichtliche Funde, historische Karten und Quellen

Neben der absoluten Altersdatierung subfossiler Holzfunde (^{14}C - oder dendrochronologische Datierung) bieten vor- und frühgeschichtliche Funde, sowie für das jüngere Holozän siedlungsgeschichtliche Quellen und historische Karten weitere Hinweise zur Altersdatierung der einzelnen stratigraphischen Einheiten des Talgrundes.

Die Erfassung der bisher aus dem Untersuchungsgebiet bekannten vor- und frühgeschichtlichen Fundstellen stützt sich neben der Auswertung entsprechend zitierter Publikationen auf die Auswertung der Ortsaktensammlung der Außenstelle des Bayerischen Landesamtes für Denkmalpflege in Landshut. Herrn Dr. B. Engelhardt danke ich sehr für die Möglichkeit der Einsichtnahme in die Ortsaktensammlung, als auch für die Einsichtnahme von im Denkmalpflegeamt vorliegender alter Flurkarten aus dem Isartal, wodurch erst die Rekonstruktion der in den Beilagen 4, 5 dargestellten Flußlaufverlagerungen der Isar im 19. Jhdt. weitgehend ermöglicht wurde.

Innerhalb der erfaßten vor- und frühgeschichtlichen Fundstellen ist bezüglich ihres stratigraphischen Aussagewertes zu unterscheiden zwischen:

- a) obertägigen Funden, die für die Ausbildung des unterlagernden Terrassenkörpers einen terminus post quem darstellen, und
- b) untertägigen Funden, sogenannten "Flußfunden", die als Altershinweis ab quo sowohl der zeitlich zugehörigen fluviatilen Umlagerungsperiode entsprechen können, aber auch zu einem wesentlich jüngeren Zeitpunkt erneut verlagert worden sein und daher ein höheres Bildungsalter ihres letzten Einbettungsmediums vortäuschen können. Erst bei einer Häufung in etwa gleichalter Flußfunde auf kleinem Raume — wie z. B. in der Ksg. "Gries" oberhalb von Niederalteich mit ihren zahlreichen jungneolithisch-bronzezeitlichen Fundstücken (Kap. 5.3.2.6.) — ist mit hoher Wahrscheinlichkeit eine nachträgliche, wesentlich jüngere Umlagerung aufgrund einer damit verbundenen Fundzerstreuung auszuschließen.

Weitere absolute Altershinweise zur stratigraphischen Einstufung der jüngeren holozänen Terrassen ergeben sich aus der historischen Besiedlung des Talgrundes. Durch entsprechend zitierte Literaturauswertungen liegen für zahlreiche Siedlungsstellen annähernde (= ihre erste urkundliche Erwähnung) oder absolute Gründungsdaten vor, die für die unterlagernden Terrassenkörper ein Bildungsalter ante quem fordern. Gleichzeitig geben sie aber auch Hinweise auf die historisch gewachsene, zunehmende Einbeziehung der Flußauen von Isar und Donau in den Wirtschafts- und Siedlungsraum und damit verbundener direkter Eingriffe des Menschen — Auwaldrodungen, Mäanderdurchstiche, Flußlaufverlagerungen u.a. — in das Flußgeschehen.

Während vor- und frühgeschichtliche Funde, im allgemeinen aber auch siedlungsgeschichtliche Quellen lediglich annähernde absolute Altershinweise zur Ausbildung der Talgrundterrassen liefern, ermöglichen historische Karten bei entsprechend detail- und maßstabgenauen Aufnahmen, die altersgenaue Rekonstruktion der topographischen Lage von Paläoflußläufen. Die im Rahmen dieser Arbeit angesprochenen Pläne und Karten sind zum Teil in der entsprechend zitierten Literatur veröffentlicht oder können in den Plansammlungen des Bayerischen Staatsarchives in Landshut (StAA Landshut), dem Bayerischen Hauptstaatsarchiv in München (BHStA München) und der Flurkartensammlung des Denkmalpflegeamtes in Landshut eingesehen werden.

3. Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar unterhalb von Landshut

Zur morphologisch-geologischen Abgrenzung der jungquartären Terrassenflächen wurden unter Berücksichtigung der Aufschlußverhältnisse zwei großräumige Talquerschnittkartierungen

- a) oberhalb von Dingolfing (Beilage 1) im Raum Niederaichbach — Loiching (TK 1 : 25000 Bl. 7339 Ergolsbach, Bl 7340 Dingolfing West)
- b) unterhalb von Dingolfing im Raum Gottfriedingerschwaige — Goben (TK 1 : 25000 Bl. 7341 Dingolfing Ost) durchgeführt (Beilage 2).

Da in diesem Engtalbereich die älteren jungpleistozänen Terrassen durch die nachfolgende spätglaziale Erosion der NT3 fast völlig ausgeräumt sind, wurden an die Talquerschnittkartierungen anbindend zwei weitere Tallängsschnittkartierungen angesetzt (Beilage 3). Als Leiterrasse diente die durchgehend erhaltene NT3. Von den Talquerschnittkartierungen ausgehend konnte so der externe nördliche Talraum

- a) talaufwärts bis an die GK 1 : 25000 Bl. 7439 Landshut Ost von HOFMANN (1973) und
- b) talabwärts bis unterhalb von Wallersdorf kartiermäßig erfaßt werden.

Unterhalb von Wallersdorf ist die NT1 und die ÜT bis zum Isarmündungsbereich auf der nördlichen Talseite durchgängig erhalten und kann im Raum Mainkofen — Natternberg mit den entsprechenden Terrassen der Donau verknüpft werden (Kap.5).

Die Lage der bearbeiteten Aufschlüsse sowie der in den Kartierabschnitten nachgewiesenen und flußgeschichtlich bedeutsamen vor- und frühgeschichtlichen Bodendenkmäler sind in den geologischen Karten aufgenommen (Beilage 1, 2).

3. 1. Geologischer Rahmen

Das Liegende wie auch die Umrahmung der quartären fluviatilen Sedimentkörper bilden grob- und feinklastische Lockersedimente der Oberen Süßwassermolasse. Sie wurden im Zeitraum Otnang/Karpat bis mittleres Pannon (Tab. 3a) von einem axialen, O — W gerichteten Entwässerungssystem aus den stärker aufsteigenden Ostalpen, im oberen Miozän in Verzahnung mit Schüttungen aus dem Bayerischen Wald (moldanubische Serie) im synsedimentär weiter einsinkenden Molassebecken sedimentiert (vgl. LEMCKE 1984: 383ff.). Im Wechsel von fluviatilen Schüttungsphasen und terrestrisch limnischen Ruhephasen lagerten sich im Landshut — Landauer Raum vom Hangenden zum Liegenden folgende Sedimente ab (HOFMANN 1973; WEINIG 1972; UNGER 1983a):

Tab. 3b: Übersicht zur quartären Talgeschichte von Isar und Donau im Raum Landshut – Regensburg – Pleinting

		ISARTAL unterhalb von Landshut	DONAUTAL Im Raum Regensburg – Pleinting			
		Terrassen	Terrassen	¹ Niveau u./ü. NT3	Basis m ü./u. MW	Basis m ü./u. NT3
Jungpleistozän Würm Holoz	Talgrundterrassen	Holozän: H1- bis H7-Terrasse	Holozän: H1- bis H7-Terrasse	0/-2,5	-6/-14	-10/-18 *
		NT3	NT3	0	-2/-5	-6,5/-9,5 *
		NT2	NT2	1	2/0,5	-2/-4 *
		NT1	NT1	2,5/2	3/1	-2/-3 *
Mittel-	tiefere Tal- hangterrassen	UT	UT	3/1	0,5/-1	-4/-6 *
		Hochterrassen (ungegliedert)	HT1	4,5	-2/-5	-6,5/-9,5 *
			HT2	6	+1/-1	-4/-6 *
			HT3	10	9/6,0	+5/+2 *
Altpleistozän	höhere Tal- hangterrassen	Jüngere D.Sch. (25m-Niveau)	Hartinger Schichten Jüngere D.Sch. (25m-Niveau) ↓ ← ?	4 19/15	5/3 12/4	+1/-1 * +7/0
		Ältere D.Sch. (40m-Niveau)	Ältere D.Sch. (40m-Niveau)	20/18	12/8	+8/+4
Pliozän / Ältestpleistozän	Hochschotter		Ziegelei Strobel (Regensb. Intergl.)	* 30 m ü. NT d. Regens		+7 m ü. NT d. Regens
			Älteste D.Sch. (Vollschotterspekt.) (45/55m-Niveau)	Basis: 20/30 m ü. Donau		
		70m-Niveau	Hochschotter (Restschotterspekt.)	Basis: ≥ 45 m ü. Tal		
		90m-Niveau	(55/110m ü. Tal)			
			Höhenhofer Schotter			

¹ fluviatiles Aufschüttungsniveau

* Terrassenbasis

* Oberkante der Auensedimente,
ca. 365 m ü. NN
Basis bei ca. 342 m ü. NN
Innerhalb d. Auensed. Jaramillo-Event
(nach BRUNNACKER 1964; 1982;
BRUNNACKER et al. 1976)

- **Hangendserie** bzw. Mischserie, verzahnt mit der moldanubischen Serie: horizontaler und vertikaler Fazieswechsel von vorwiegend Sanden mit Kies-, Ton- und Mergellagen, z.T. in Verzahnung mit Feldspatsanden aus dem Moldanubikum
- **Hangender Nördlicher Vollschofter**: fluviatile Fein- bis Mittelkiese, z.T. Grobkiese
- **Süßwasserkalke**: Schluffe, Tone, Kalke und Kalkmergel
- **Liegender Nördlicher Vollschofter**: fluviatile grobklastische Schüttung, z.T. Grobschofter
- **Fluviatile Süßwasserschichten**: Kiessande
- **Limnische Süßwasserschichten**: Wechsellagerung aus glimmerreichen Mergeln, Sanden und untergeordnet Tonen.

Im Landshuter Raum wird die quartäre Talsohle von den grobklastischen Sedimenten des "Liegenden Nördlichen Vollschofters" unterlagert. Mit der Abdachung der Talsohle zur Isarmündung bilden in etwa ab Niederaichbach die "fluviatilen Süßwasserschichten" und unterhalb von Wörth zunehmend die "limnischen Süßwasserschichten" die Basis des Talquartärs. Bei Landau verzahnen sich nach UNGER (1983a: 39) die Süßwasserschichten mit dem Braunkohlentertiär. Es bildet unterhalb von Niederpörling sowohl das Liegende des Talquartärs der Isar, wie auch in weiten Bereichen das Liegende des Donauquartärs von Regensburg bis in den Raum Osterhofen (Kap. 4.1. und 5.1.).

Die Talhänge bauen – von einzelnen meist kleinräumig erhaltenen altpleistozänen Terrassenschottern abgesehen (s.u.) – vor allem die mächtigen Schotterpakete des "Liegenden" und "Hangenden Nördlichen Vollschofters" auf. Unterhalb von Dingolfing keilen im tieferen Talhangbereich "fluviatile" und "limnische Süßwasserschichten" aus.

Sofern nicht künstliche oder natürliche Aufschlüsse bestehen, verbergen z.T. mehrere Meter mächtige Löß- und Solifluktdenken den Aufbau der Talhänge. Sedimentkörper der alt- bis ältestpleistozänen Talgeschichte der Isar sind im Engtalbereich unterhalb von Landshut fast vollständig durch die nachfolgenden eiszeitlichen Schmelzwässer ausgeräumt worden.

Überreste einer altpleistozänen Flußgeschichte stellen hochgelegene, schmale Terrassenverebnungen am südlichen Talrand unterhalb von Dingolfing dar, z.B. bei Mamming in ca. 20 m Höhe ü. NT3. Bei Usterling liegt ihre Basis nach BATSCHE (1957: 301) wenig über 10 m ü. NT3. Erst unterhalb von Großköllnbach/Landau erstrecken sich teilweise weitflächiger erhaltene, hochgelegene alt- bis ältestpleistozäne Terrassenfluren der Isar, die sich zum Engtal- ausgang hin mit den entsprechenden Schüttungen der Donau verzahnen.

Zwischen Landau und Oberpörling begleitet den südlichen Isartalgrund in rund 25 m Höhe ü. NT3 eine nach UNGER (1983a: Geol.Karte) "mindelzeitliche"

Terrasse. Sie wird nach UNGER (1983 a) noch von zwei höheren Terrassenverebnungen in ca. 40 m bzw. 70 m Höhe ü. NT3 überragt.

Eine jüngere, tiefere Terrassenfläche – "rißzeitlich" nach UNGER (1983a), "mindelzeitlich" nach LEGER (1965: Geol. Karte), WEINIG (1980: Geol. Karte) und HOMILIUS et al. (1983: Geol. Karte) – erstreckt sich in ca. 14 m Höhe ü. NT3 von Oberpörling bis Tabertshausen. Ihre Basis streicht nach HOMILIUS et al. (1983: Tafel 11, Profil 13) im Talbodenniveau der Isar aus. Nach UNGER (1983a) setzt sie sich in etwas tieferem Niveau bis Aholming fort.

Die beiden nächsttieferen, ebenfalls lößbedeckten Terrassenflächen südlich Moos in ca. 7,5 m bzw. 5 m Höhe ü. NT3 leiten bereits zu den lößfreien, jungquartären Talgrund der Isar bzw. der Donau über.

Nördlich der Isar wurden im Raum Großenpörling von UNGER (1983a: Geol.Karte) außerdem zwei weitere hochgelegene ältestpleistozäne Schotterniveaus der Isar auskartiert, die die hier weitflächig erhaltene Hochterrassenflur um 30 m bzw. über 50 m Höhe überragen.

3.2. Die tieferen Talhangterrassen

Tiefere Talhangterrassen sind zum einen im Raum Landshut, zum anderen unterhalb des Isarengtales ab Großköllnbach bis zum Isarmündungsbereich bei Plattling erhalten (Beilage 3; Abb. 28). Die tieferen Talhangterrassenflächen südlich von Moos (Abb. 28) gehören bereits dem Donausystem an (Kap. 5.2.).

Im Schutze der Pfettrach erstreckt sich nördlich von Landshut in ca. 10 - 13 m Höhe ü. NT3 eine 1 - 2 km breite, lößbedeckte, schwach wellige Hochterrassenfläche, die bereits PENCK (1909: 73) aufgrund ihrer morphologischen Höhenlage als solche einstufte.

Ihre talwärtige Begrenzung kennzeichnen die auf bzw. vor ihrer Terrassenstirn liegenden Ortschaften Altdorf – Ergolding – Altheim – Essenbach und Unterwattenbach. Zahlreiche an der Terrassenstirn austretende Quellen weisen darauf hin, daß ihre Basis ungefähr im Talbodenniveau ausstreicht.

Ihre morphologische Höhenlage, ihre 1 - 3 m mächtige Lößbedeckung (nach HOFMANN 1973: 64) sowie ihre morphologische Überprägung durch kleinere, dellentartige Trockentälchen geben dieser Terrasse ein rißkaltzeitliches Mindestalter.

Im Bereich Altheim – Unterwattenbach ist ihr eine über 5 m tiefere, ebenfalls lößbedeckte, schmale Terrassenfläche (ca. 5 - 6 m ü. NT3) vorgelagert. Von den Talgrundterrassen hebt sich diese mit einer markanten Terrassenstufe – bei Essenbach von 3 - 4 m Höhe – heraus und nimmt so eine morphologische Übergangsstellung zwischen den Hochterrassen einerseits und den Talgrundterrassen andererseits ein. Sie wird daher im Rahmen dieser Arbeit als

"Übergangsterrasse" bezeichnet (Kap. 1.4.).

Bezüglich ihrer Altersstellung vermutet WEINIG (1972: 8) ein hochwürmzeitliches Alter als "eigentliche Niederterrasse", während HOFMANN (1973: 74) aufgrund ihrer über 1,5 m mächtigen Sandlößbedeckung ein rißzeitliches Alter in Erwägung zieht, sie aber wegen ihrer morphologischen Lage letztendlich zu den Niederterrassen "obere Niederterrasse" stellt.

Die Übergangsterrasse läßt sich morphologisch bis unterhalb Unterwattenbach verfolgen, wo sie gegen den tertiären Talhang von einem mächtigen Talrandschwemmkegel überdeckt ausspitzt (Beilage 3). Isarabwärts tritt sie wieder bei Haunersdorf als schmale lößbedeckte Terrassenleiste (ca. 5 m ü. NT3) zwischen der durchschnittlich 3 m höheren Hochterrasse und der ebenso 3 m tieferen Hauptniederterrassen (NT1) in Erscheinung. Bis unterhalb von Plattling verbreitert sich ihre Terrassenfläche auf ca. 1 km und verzahnt sich im Raum Mainkofen – Singerhof mit einer gleichalten Schüttung der Donau (Abb. 28).

Deutet sich bereits in ihrem morphologischen Erscheinungsbild – Lößbedeckung mit aufgesetzten Dünen (z.B. bei Haunersdorf und beim Singerhof) – ein höheres Alter als hochwürmzeitlich an, so findet dies seine Bestätigung im folgenden Deckschichtenprofil, das an der südwestlichen Aufschlußwand der Kiesgrube Natternberg-Süd im August 1986 aufgenommen wurde (Abb. 3):

Über einem vertikal aufgewachsenen Schotter (V-Terrassentyp) liegen im zentralen Bereich der Terrasse (Profil 3a, 3b) durchschnittlich 3,5 – 4 m würmzeitlicher Sandlöß bzw. sandstreifiger Löß (einschließlich Bodenbildung), dessen Mächtigkeit im Profil 2, das im Bereich des Terrassenabfalles zur vorgelagerten NT1 der Donau liegt, noch 2 m erreicht. Die äolische Deckschichtenabfolge überlagert diskordant den Übergangsterrassenschotter. Eine zwischengeschaltete interglaziale Bodenbildung konnte bisher nicht nachgewiesen werden.

Ein G_r -Horizont an der Oberkante des Schotters und die schwache G_o -Streifung an der Basis der hangenden Deckschichten kennzeichnen einen alten Grundwasserstand. In allen drei Profilen liegt an der Basis der Deckschichten ein rötlichbrauner, stark kalkhaltiger, feinsandiger Lehm. Vereinzelte Fkl – Mkl – Schnüre an seiner Basis, seine körnige Struktur sowie die Einlagerung vereinzelter, schmaler Fs – Schmitzen kennzeichnen ihn als parautochthone, interstadiale Bodenbildung (BM). Oberhalb des BM-Horizontes folgt eine 30–50 cm mächtige fein- bis mittelsandige, G_o -streifige Lößfließerde mit zum Hangenden zunehmender Komponente an umgelagertem, rötlichbraunem, schwach lehmigem Bodenmaterial. Durch eine nachfolgende Erosionsphase wurde im Profil 2 dieser Horizont abgetragen, so daß hier der nachfolgende sehr kräftige, kryoklastisch verlehnte, stark kalkhaltige Naßboden (G) unmittelbar der rötlichbraunen, parautochthonen Bodenbildung aufliegt. Mit dem

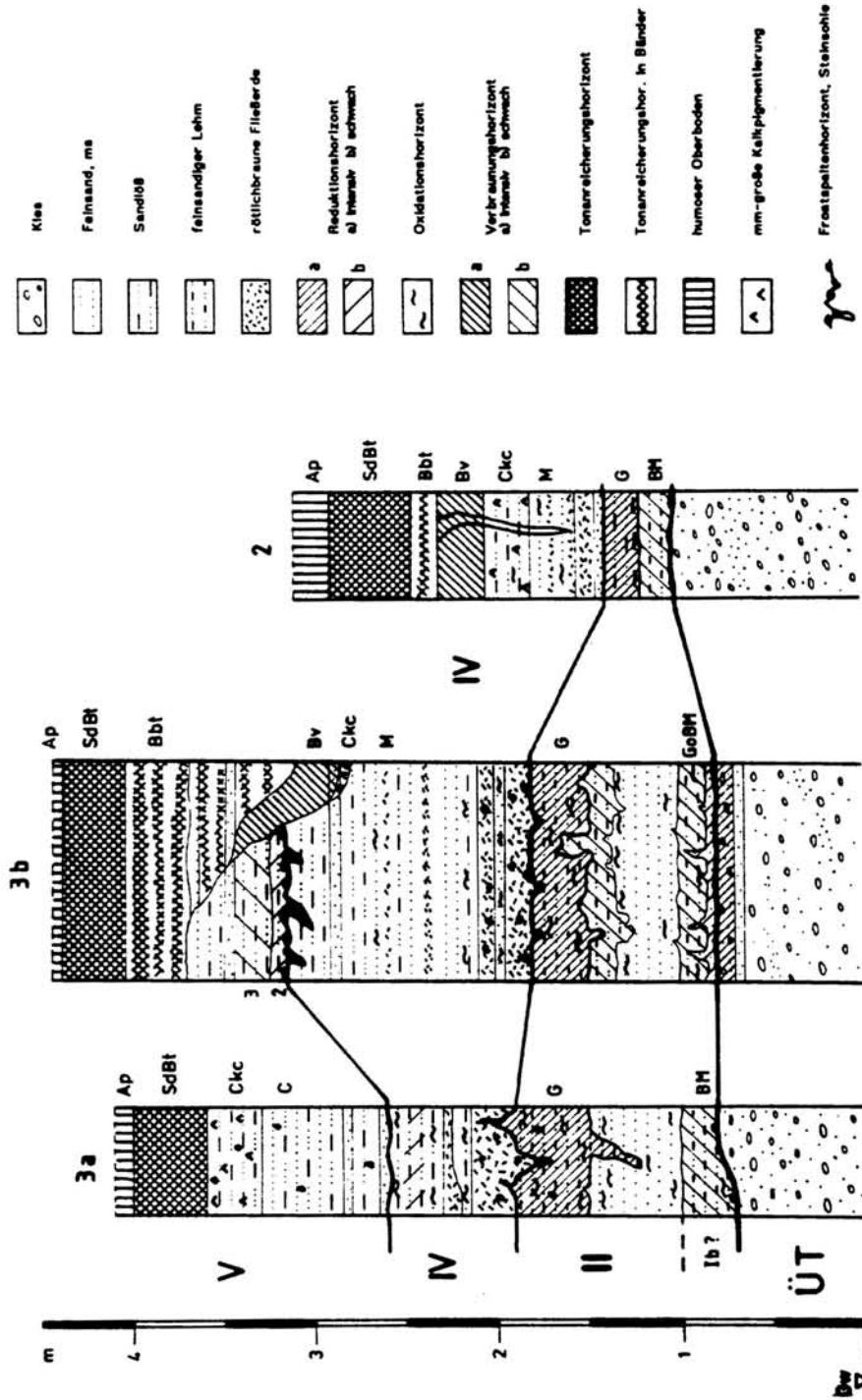


Abb. 3: Würmlößdeckschichten und ihre stratigraphische Gliederung auf der Übergangsterrasse im Raum Natternberg-Singerhof

Naßboden kryoturbar verwürgt, folgt in den Profilen 3a und 3b eine 15 - 25 cm mächtige, frostblättrige, feinsandige, rötlichbraune Fließerde mit zahlreich eingelagerten Lössschnecken. Über dieser Phase des Bodenfließens tritt in allen drei Profilen eine 45 - 90 cm mächtige, feinsandstreifige, G_0 -gebänderte Lössfließerde in Wechsellagerung mit schmalen, hellrötlichbraunen Fließerden und hellgraugelben Sandlössbändern auf. Sie wird in den Profilen 3a und 3b von einem Frostspaltenhorizont (bis 15 cm tiefe Spalten) und einer gut ausgebildeten Steinsohle geschnitten. Eine Eiskellpseudomorphose im Profil 2 könnte zeitlich in etwa diesem Frostspaltenhorizont entsprechen.

Als jüngstes Lössglied mit abschließender holozäner Parabraunerdebildung sind in den Profilen 3a und 3b noch max. 100 cm hellbraungrauer, stark kalkhaltiger Sandlöss mit cm-starken Feinsandbändchen erhalten. Im Profil 3b befinden sich in seinem tieferen Teil zwei schwache Bodenbildungen: ein sehr schwacher, hellgrauer Tundregley (2) unmittelbar über der Steinsohle und eine sich anschließende, sehr schwache, hellrötlichbraune Verbraunungszone (3).

Zur lößstratigraphischen Einordnung dieser Profile (Abb. 3) bietet sich eine Parallelisierung mit den verschiedenen Würmlössrhythmen (I bis V) an, wie sie im Regensburger Raum auftreten (Kap. 4.2.). Das hangende, jüngste Lösspaket oberhalb der Frostspaltendiskordanz entspricht aufgrund seiner Lage in den Profilen und nicht zuletzt wegen seiner beiden sehr schwachen initialen Bodenbildungen, die im Regensburger Raum in gleicher Ausbildung ebenfalls als sehr schwache initiale Bodenbildungen 2 und 3 im Rhythmus V - der hochwürmzeitlichen Lösssedimentation - auftreten.

Einen weiteren guten stratigraphischen Leithorizont bildet der kräftige, kryoklastisch verlehnte, aber stark kalkhaltige Naßboden (G). Im Regensburger Raum treten zwei ebenso kräftige Naßböden auf:

- ein entkalkter Naßboden unmittelbar auf einer sehr kräftigen, ehemals entkalkten, braunen Bodenbildung als Abschluß des Rhythmus III und
- ein kalkhaltiger Naßboden als Abschluß des Rhythmus II.

Das zwischen Naßboden und Frostspaltenhorizont zwischengeschaltete Lösspaket mit umgelagertem, rötlichbraunem Bodenmaterial an der Basis und nachfolgender G_0 -streifiger Lössfließerde zeigt alle Merkmale, wie sie für den tieferen Teil des Rhythmus IV kennzeichnend sind.

Die parautochthone, rötlichbraune Bodenbildung an der Deckschichtenbasis könnte zeitlich in etwa den rötlichbraunen Braunerden des Rhythmus Ib entsprechen.

Diese Deckschichtenablagerungen, die mit hoher Wahrscheinlichkeit schon im frühen Mittelwürm (Rhythmus II) evtl. im ausgehenden Frühwürm (Rhythmus Ib) einsetzen, geben ein Mindestalter für die fluviatile Aufschüttung der Übergangsterrasse von Isar und Donau. Da ihr Schotterfaziestyp - V-Schotter - wie auch ihre morphologische Erstreckung im Tal

für eine Aufschotterung dieser Terrasse unter kaltzeitlichen Klimabedingungen sprechen, ist wohl eher ein vorletztaltzeitliches Alter (Riß) anzunehmen. Ein würmzeitliches, spätglaziales Alter – wie UNGER (1983) annimmt – ist jedoch nachweisbar auszuschließen. WEINIG (1980) und HOMILIUS et al. (1983) nehmen eine rißzeitliche Erosionsterrasse an.

Für die die Übergangsterrasse überragende Hochterrasse ist hingegen von einem vorletztaltzeitlichen Mindestalter auszugehen.

3.3 Die Talgrundterrassen – ihre morphologische, geologische und pedologische Gliederung

Der Talgrund des Isartales baut sich morphologisch aus drei großen Terrasseneinheiten auf:

- a) den hochwasserfreien Niederterrassen mit in der Regel abschließenden maximalen Klimaxbodenentwicklungen (Parabraunerden). Durch eine ausgeprägte morphologische Stufe werden sie in zwei unterschiedlich hohe und verschieden alte Terrassenflächen gegliedert:
 - die ca. 2 – 2,5 m ü. NT3 sich erhebende NT1 und
 - die ca. 1 m ü. NT3 hohe NT2.
- b) den höheren Auenterrassen mit der im Auenniveau liegenden NT3, die – wie das Fehlen junger Hochflutsedimente zeigt – in historischer Zeit und vor den Regulierungsmaßnahmen der Isar seit der Mitte des 19. Jahrhunderts (Kap. 3.2.) – von einzelnen Aurinnen abgesehen – im wesentlichen hochwasserfrei sind und deren Bodenbildungen aufgrund des ehemals hochliegenden, schwankenden Talgrundwasserspiegels auch heute noch als lediglich schwach terrestrisch geprägte Auenböden vorliegen.
- c) den tieferen Auenterrassen, deren höchstgelegenen Terrassenbereiche noch bis zur jüngsten Isarregulierung durch Staustufen und Hochwasserschutzdämme von extremen Hochwasserfluten erreicht wurden.

Diese drei großen morphologischen Einheiten folgen oberhalb von Niederpörling dem bis dort am südlichen Talrand angelegten Isarlauf in annähernd flußparalleler Anordnung und bewirken eine Süd-Nord-orientierte landschaftliche Zonierung des Isartales.

Die **tieferen Auenterrassen** begleiten den Isarlauf in ca. 1 – 2 km Breite. Ihre frische Morphologie mit zahlreichen, gut erhaltenen Aurinnen und in ihren jüngeren Bereichen z.T. erhaltenen Altwasserarmen, ihre schwach entwickelten Auenböden auf meist mächtigeren Hochflutsedimenten, ihre teilweise von Auwaldvegetation bedeckte Terrassenflächen, ihre zahlreichen Flurnamen mit Silben wie -au, -lohe, -gries, -kreut (reut = gerodete, vom Wald befreite; POLLINGER 1904: 100f.), -forst (= Auwald), -neuschütt, -neukreut sowie das Fehlen älterer Ortsgründungen (Tab. 4) geben Hinweise auf die junge flußgeschichtliche Anlage dieser Zone.

Nach Norden schließen sich die einen ca. 2 – 3 km breiten Talraum einnehmenden **höheren Auenterrassen** an. Oberhalb Dingolfing heben sich ihre Terrassenflächen um gut einen Meter über die tieferen Auenterrassen heraus, während unterhalb Mamming die Morphologie zunehmend verflacht, so daß sich ihr Höhenabstand unterhalb von Landau auf wenige Dezimeterbeträge

**Tab. 4: Orts- und Flurnamen und ihre erste urkundliche Erwähnung
im Isartalgrund zwischen Landshut und Pilsting**

Tk 1 : 25000 Ort / Flur		
7439	Dirnau	16. Jhdt. , Durnow
7439	Duniwang	römische Siedlungsstelle ***
7439	Gaden	1225 , Gadem, Schwaige
7439	Gretlsmühle	1428 , Gredleinmül
7439	Ohu	822 , Ahu
7339	Ob.-Ahrain	1261 , Ahrain
7339	Unt.-Ahrain	1566, Arrach **
7340	Degernau	16. Jhdt. , Degernaw
7340	Goben	1580 , Gobm in der Schwaigen
7340	Höfen	16. Jhdt. **
7340	Lichtensee	1558 , Hofmark *
7340	Schönbühl	16. Jhdt. , **
7340	Wörth	13. Jhdt. , Werd
7341	Geratsberg	1488
7341	Mammingerschwaigen	1580
7341	Sossau	1378 , Sazzaw
7341	Rinngrles	1580 , Riengries
7341	Rosenau	1580 , Rosenaw
7341	Stockwisen	1580 , Stockwisen a.d. Mühlgr. b. Mamming

Quelle: POLLINGER 1898; 1904

* BECHER 1978: 333

** APIAN 1566 in: Oberbayerisches Archiv, 39, 1880

*** CHRISTLEIN 1977: 34

verringert, die im Höhenlinienbild der TK 1 : 25000 nicht mehr ablesbar sind. Übersichtsbegehungen in diesem Raum bestätigten aber auch dort sowohl ihre pedologische Charakterisierung (weitgehend fehlende jüngere Auensedimente mit entsprechenden Bodenbildungen) als auch ihr morphologisches Kennzeichen eines wenn auch geringfügig höheren Auenniveaus.

Das Katastrophenhochwasser von 1899, das unterhalb von Mamming auch auf die höheren Auenterrassen übergriff (STAA Landshut, Rep. 180/238 "Übersichtsplan von den Überschwemmungen"; Rep. 180/249 "Übersichtsplan 1 : 5000 Loiching - Lailling"), steht bereits unter dem Einfluß der seit Anfang des vorigen Jahrhunderts oberhalb von Landshut durchgeführten Korrektionsmaßnahmen und Dammbauten (beschr. in: HEINDEL 1936: 40ff.). Sie führten nach WEINIG (1972: 31, Abb. 10) zwischen 1825 und 1855 bei Landau zu einer Auflandung der Flußsohle um ca. 100 cm. Noch um 1900 lag sie über 0,5 m höher als ursprünglich (WEINIG 1972: Abb. 10), obwohl inzwischen auch die untere Isar fast vollständig begradigt und mit Faschinenverhauen geregelt worden war. Schnellerer Hochwasserabfluß auf engerem und erhöhtem Flußbett können als Ursache dafür angesehen werden, daß das extreme Hochwasser von 1899 im Raum Landau wesentlich höher ausfiel und daher im Naturzustand hochwasserfreie Bereiche ebenfalls überschwemmte.

Die höheren Auenterrassen gliedern sich morphologisch wie auch geologisch in zwei verschiedene Bereiche:

- a) den schmalen, durch zahlreiche Mäanderbögen gekennzeichneten Bereich der holozänen Terrassenbildungen mit ihrer internen Wölbung und dem externen Absinken der Terrassenoberfläche.
- b) den großflächigen, flußferneren Bereich der fast ebenen, wenig reliefierten spätglazialen NT3, die weitflächig von ausgedehnten Niedermoorgebieten (Unterköllnbacher Moos, Dornwanger Moos, Lengthaler Moos, Königsauer Moos) überdeckt wird.

Da der Talgrund im Kastentalbereich zwischen Landshut und Großköllnbach fast ausschließlich aus den beiden großen Auenterrasseneinheiten aufgebaut ist, bildet der trockenere Grenzbereich zwischen den Niedermoorgebieten und den überschwemmungsgefährdeten, tieferen Auenterrassen die natürlich bedingte kulturlandschaftliche Leitachse des Isartales, der schon die Römerstraße folgte (Verlauf in: CHRISTLEIN 1977). Flurnamen mit Silben wie -anger, -wiesen, -feld, -högel, -höhen kennzeichnen sie als orographisch höhere Wiesen- und Felderzone. Die älteren und größeren Siedlungen (Tab. 4) wie Gaden (1225), Duniwang (röm.), Ohu (822), Ahrain (1261), Wörth (13. Jhrdt.), Sossau (1378) folgen ihr.

Erst seit dem Spätmittelalter greift die Besiedlung stärker auf die tieferen Auenterrassen über. Einzelhöfe und Mühlen folgten teilweise den jüngsten

Anlandungen der Isar. So wurde z.B. der Kuchler Hof, südwestlich Lichtensee, Anfang des 19. Jhdts. – vor der Isarkorrektion – auf einem wenige Jahrzehnte zuvor abgelagerten Sedimentkörper der H7 – Terrasse angesiedelt, so daß zu seinem Schutze wegen der herandrängenden Isar Mitte des 19. Jhdts. Uferschutzbauten errichtet werden mußten (nach: StAA Landshut: Rep. 180/116, Rep. 180/157; Denkmalpflegeamt Landshut: Flurkarte 1 : 5000, XXIV/26 – Uraufnahme).

Ausgedehnte **Niederterrassenfluren** der Isar erstrecken sich oberhalb und unterhalb von Plattling. Mit 1 – 2,5 m Höhe ü. NT3 bilden sie nach CZAJKA & KLINK (1967) eine eigene naturräumliche Einheit und überragen als "Plattlinger Randterrasse" das Auenniveau der Isar.

Oberhalb von Wallersdorf, wo die höhere NT1 fast völlig ausgeräumt worden ist, bilden die erhaltenen Restflächen der NT2 eine schmale, nördliche Talrandleiste, der häufig größere Talrandschwemmkegel aufgesetzt sind. Aufgrund ihrer geringen orographischen Erhebung (ca. 1 m ü. NT3), die durch den Aufwuchs der vorgelagerten Niedermoore noch weiter verringert wird, stellt sie im Talboden keinen Bereich mit eigener landschaftlicher Prägung dar.

3.3.1. Der Niederterrassenbereich außerhalb der Aue

Die Niederterrassen der Isar im morphologischen Sinne umfassen zwei morphologisch und geologisch eigenständige, würmzeitliche Terrassenbildungen. Ihre morphologisch höhere und stratigraphisch ältere wird im folgenden als NT1 (ca. 2 - 2.5 m ü. NT3) oder Hauptniederterrasse und die nächstjüngere als NT2 (ca. 1 m ü. NT3) bezeichnet.

3.3.1.1. NT 1

Die NT1 ist im Isarengtalbereich von den nachfolgenden spätglazialen Schmelzwässern fast vollständig ausgeräumt worden. Kleine, schmale Terrassenreste sind am nördlichen Talrand, meist am Ausgang von einmündenden Seitentälern und überdeckt von mächtigen Talrandschwemmkegeln erhalten. Zwischen Unterwattenbach und Mettenbach (Beilage 3) bildet sie eine bis 350 m breite, langgestreckte, lößfreie Terrassenleiste. Aufgepflühtes rötlichbraunes, kiesiges Bodenmaterial weist als Bodenbildung auf eine rötlichbraune Parabraunerde. Aufschlüsse existieren in diesem Bereich nicht. Ihre flache Randsenke zur lößbedeckten Übergangsterrasse wird in weiten Bereichen durch Schwemmkegelbildungen überdeckt. Nur teilweise ist sie deutlich als schwach vermoorte Niederung mit anschließender markanter, über 2 m hoher Geländestufe zur Übergangsterrasse erhalten. Die Rinnsale zweier Quellen, die im Randsenkenbereich der NT1 austreten, zerschneiden sie als überdurchschnittlich breite, flachmuldige Dellentälchen. Diese münden auf die NT2 aus.

Im Schutze einmündender Nebenbäche und ihrer spätglazialen Schwemmkegel ist die Hauptniederterrasse kleinflächig u.a. bei Rimbach und Großköllnbach erhalten. Erst außerhalb des Isarengtales setzt sie unterhalb von Ganacker unvermittelt als weit vorspringende und unterhalb von Wallersdorf bis zu 1,5 km breite, ebene Terrassenfläche ein. Sie erstreckt sich bis unterhalb von Plattling, wo sie sich mit der NT1 der Donau verzahnt (Kap. 5.3.1.).

Ihren externen Rand bildet bis Haunersdorf die bis 6 m höhere, lößbedeckte Hochterrasse und unterhalb von Haunersdorf die um 3 m höhere, ebenfalls lößbedeckte Übergangsterrasse (Beilage 3).

Die flußwärtige Begrenzung stellt im Raum Wallersdorf die vorgelagerte, ca. 1 m tiefere Fläche der NT2 dar. Westlich von Wallersdorf bildet ein fast 2 m hoher Stufenabfall mit vorgelagerter anmooriger Randsenke eine markante morphologische Grenze. Unterhalb von Wallersdorf ist die NT1-Terrassenstirn stärker abgeflacht. In diesem Raum begleiten Flugsanddecken und trotz Beackerung morphologisch schwach ausgeprägte, kleinere Dünen mit einer Erhebung bis zu einem Meter über Flur ihre Terrassenstirn. Eine genau an der Landkreisgrenze angelegte, ehemalige Kiesgrube ermöglichte die Aufnahme

des in Tab. 5 wiedergegebenen Dünenprofils mit seiner abschließenden holozänen rötlichbraunen Parabraunerde.

Diese Bodenbildung ist auf der NT1 weit verbreitet und stellt bei einer durchschnittlichen Mächtigkeit des Bt - Horizontes von 40 cm, wie sie im Profil Wallersdorf Ost (Tab. 6) in typischer Ausprägung aufgenommen wurde, die kennzeichnende und maximale Bodenentwicklung dar.

Der Verlauf der Karbonat-, Kohlenstoff-, Eisen- und Tongehalte (Tab. 6) entspricht der feldbodenkundlichen Profilansprache und spiegelt die lessivierende Dynamik der Parabraunerdebildung wider. Höhere C-, Fe_d - und Tongehalte in der Probe Av 281 zeigen die derzeitige Untergrenze der Einwaschungszone an, wobei noch geringe Restkarbonatgehalte vorhanden sind. Die hier dem Schotterkörper aufliegende 60 cm mächtige Deckschicht zeigt in ihrem hohen Mittel- bis Grobschluffgehalt eine äolische Komponente an, die zeitlich der Flugsandanwehung im Stirnbereich der NT1 entsprechen dürfte.

In einigen Muldenpositionen mit stärkerem Wasserzug – als Sammel- und Versickerungszone des Niederschlagwassers – greift die Parabraunerdebildung – wie in dem in Tab. 8 beschriebenen Bodenprofil – bei stärkerer Humuseinwaschung tiefer in den Schotterkörper. Als dunkler, humoser Streifen zeichnet diese Bodenbildungsausprägung die schwach ausgerägten, muldenförmigen Dellenbereiche der NT1 nach.

Obwohl im Schotterkörper Kaltklima-indikatoren bisher nicht gefunden wurden, belegen die weitflächige Erstreckung der NT1 im Talgrund wie auch ihr V-Schotterfaziestyp eine kaltzeitliche Aufschotterung. Als älteste Terrasse im Talgrund, die frei von einer größeren Lößbedeckung ist, aber noch eine Zeit kräftiger äolischer Sedimentablagerung (Flugsande, Dünen) erlebt hat, dürfte sie daher der klassischen Hauptniederterrasse, die im jungendmoränen-nahen Bereich mit dem Würmhauptvorstoß verzahnt ist, entsprechen.

**Tab. 5: Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf Flugsand über NT 1 -Terras-
schotterkörper der Isar"**

Ort: Moosfürth, NE, 1

TK 1: 25000: 7242 Wallersdorf **R** 455880 **H** 540076

Aufnahmedatum: 1.04.86

Geländeposition: schwach ausgeprägte Dünenposition, ca. 0.6 m über Flur

Nutzung: Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	- 30	Lehm, u, fs, h, dbr, entkalkt
Bt	- 75	Lehm, u, fs', rötldr, entkalkt
Ckc	- 120	Feinsand, u, hgr, mm-große Kalkpigmente, schwache Feinschichtung, k
C	- 145	Feinsand, u, hgr, k
II C	> 180	NT1 - Schotterkörper der Isar

0 - 145 cm Flugsand
145 - > 180 cm NT1 Schotterkörper der Isar

Tab. 6: Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf der NT 1 der Isar"

Ort: Wallersdorf, E, Profil 1

TK 1 : 25000 : 7242 Wallersdorf **R** 455665 **H** 540018

Aufnahmedatum: 20.4.85

Geländeposition : zentraler NT 1 - Terrassenbereich

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

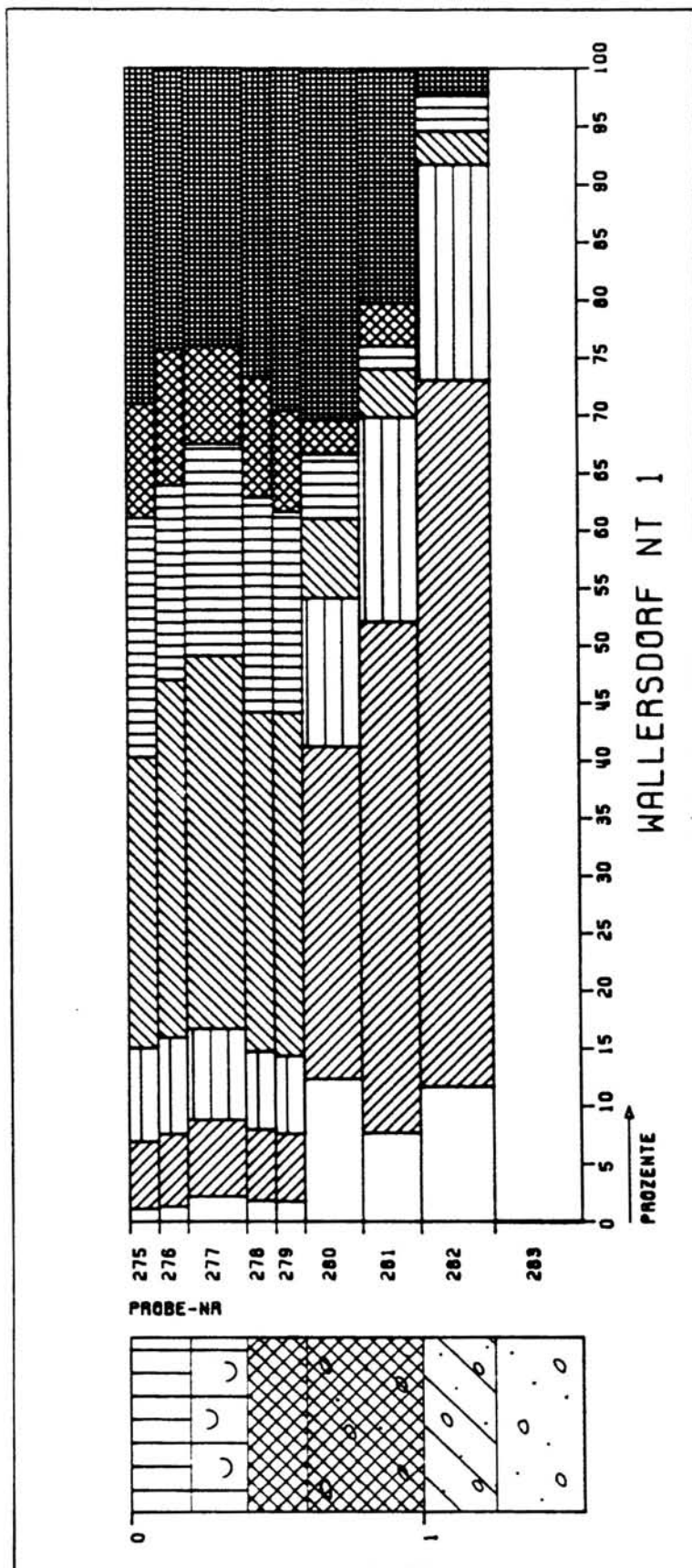
Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	20	Av 275	10	Schluff, fs, l, fki/mki-führend 'h, dbr, entkalkt *
		Av 276	20	
AlAh	40	Av 277	40	Schluff, fs', l, hgrbr, entkalkt
Bt	60	Av 278	50	Schluff, fs, l, ockerfarben, entkalkt
		Av 279	60	
II Bt	100	Av 280	80	Mittelkies, gki', fs, u, ausgeprägte Tonbeläge, drotbr, entkalkt *
		Av 281	100	
Cv	125	Av 282	125	Mittelkies, gki', ms, karbonat. Gerölle mürbe, k
C	> 240	Av 283	155	karbonatgeröllführender NT1-Schotterkörper

Grundwasserspiegel bei 2,4 m unter Flur

* frei von Karbonatgeröllen

Analysedaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	Fe _t (%)	Fe _d (%)	Fe _d / Fe _t (%)
Av 275	0,0	1,15	2,8	0,56	19,8
Av 276	0,0	1,27	2,8	0,51	18,1
Av 277	0,0	0,63	2,7	0,43	16,0
Av 278	0,0	0,39	3,0	0,92	31,0
Av 279	0,0	0,36	3,2	0,92	28,9
Av 280	0,0	0,44	3,3	0,75	22,8
Av 281	1,5	0,29	2,1	0,36	17,0
Av 282	9,9	0,06	0,9	0,15	16,1
Av 283	14,3	0,02	1,1	0,17	15,5



Sand-Pellt-Diagramm

zur Tab. 6:



Tab. 7: Bodenprofil "Bänderparabraunerde auf der NT 1 der Isar"

Ort: Wallersdorf, E, Profil 2

TK 1 : 25000 : 7242 Wallersdorf **R** 455640 **H** 540025

Aufnahmedatum : 25.8.86

Geländeposition : zentraler NT 1 - Terrassenbereich

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung : ca. 10 cm des Ap-Horizontes abgeschoben

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	15	Lehm, fs, u, h, (mki-führend), dgrbr, entkalkt *
Bth	50	Mittelkies, gki-führend, l, fs, h, ausgeprägte Ton-Humus-Beläge, dgrbr, entkalkt *
GoBv	100	Mittelkies, gki ", gs, Go-gebändert, gbgr, entkalkt *
Bvt	130	Mittelkies, gki, gs, l, schwache rötl. Tonbeläge, entkalkt *
Bv	145	Mittelkies, gs, br, entkalkt *
Bvt	170	Mittelkies, gki, l, gs, schwache rötliche Tonbeläge, entkalkt *
Bv	190	Mittelkies, gki, ms, br, Karbonatgerölle mürbe, entkalkt
Gor	220	Mittelsand, fs, cm-starke Go-Bänder', hgr, k
	230	Mittelkies, gki ', ms ', hgr, k

* frei von Karbonatgeröllen

Grundwasserspiegel bei ca. 240 cm unter Flur

3.3.1.2. NT 2

Als schmale, bis ca. 750 m breite, im Engtalbereich manchmal auch vollständig ausgeräumte Talrandleiste begleitet die NT2 den nördlichen Isartalboden. Sie entspricht im Raum Landshut Ost HOFMANN's (1972) mittlerer Niederterrassenstufe. An seiner Kartierung ansetzend wurde sie bis unterhalb von Rimbach weiterverfolgt (Beilage 3a, Beilage 1). Der morphologische Anschluß zur höheren NT1 besteht in diesem Raum östlich von Unterwattenbach, sowie bei Rimbach (Beilage 1).

An der Einmündung von Seitentälern wird ihre Terrassenfläche von mächtigen Talrandschwemmkegeln überlagert, die als flach auslaufende Zungen große Terrassenbereiche mit einer unterschiedlich mächtigen, schwach kiesführenden Schwemmlößschicht überdecken. Teilweise greifen sie als langgestreckte Zungen auch auf die vorgelagerte NT3 über und verwischen so die zwischen beiden Terrassen ausgebildete Stufe von 0,5 - 1,5 m Höhe.

Der vom Tertiärtalhang zum Isartal ziehende kräftige Grundwasserstrom (Nördlicher Vollsotter als Grundwasserleiter, Süßwasserschichten als Grundwassersohlschicht) tritt im Bereich ihrer Randsenke aus und hat dort zur Ausbildung von Niedermooren geführt wie z.B. im Oberköllnbacher Moos. Nach Handbohrungen treten als Bodenbildungen in morphologisch höheren Terrassenbereichen bei geringer Schwemmlößüberdeckung dunkelbraune Auenpararendzinen, auf ihrem Terrassenschotter Auenbraunerden und verbrauchte Auenrendzinen auf. In Muldenpositionen sind in größerer Verbreitung pechschwarze Anmoore "Pechanmoore" ausgebildet.

Während im Kastentalbereich, infolge des starken Grundwasserzutrittes aus der tertiären Talumrahmung und dem damit verbundenen hochliegendem Talgrundwasserspiegel, gering entwickelte, semiterrestrische Bodenbildungen verbreitet sind, bilden außerhalb des Engtalbereiches im Raum Wallersdorf weitflächig verbreitete, rötlichbraune Parabraunerden mit einer durchschnittlichen Tiefenlage des Bt-Horizontes bei 50 - 60 cm unter Flur ihre abschließende Maximalbodenentwicklung.

Ein typisches Profil dieser Bodenbildung konnte in einer aufgelassenen Kiesgrube westlich von Lailling aufgenommen (Tab. 8) und beprobt werden.

Der relativ hohe Karbonatgehalt von 5 % an der Basis des Bt-Horizontes kann als sekundäre Aufkalkung durch den ehemals hochstehenden Grundwasserspiegel (Go-Horizont in 70 cm unter Flur, dagegen heutiger Grundwasserspiegel bei 160 cm unter Flur) angesehen werden. Die makroskopische Horizontansprache mit der Ausbildung deutlicher Tonbeläge wie auch die Kohlenstoff-, Eisen- und Tongehalte spiegeln den Tonanreicherungshorizont wider. Der Kalkausscheidungshorizont (Ckc-Horizont) folgt der schwankenden Untergrenze des Bt-Horizontes und ist somit weitgehend pedogenetischen Ursprunges. Der Go-Horizont findet sich in den Eisengehalten in Form niedriger

Tab. 8: Bodenprofil "rubefizierte Parabraunerde auf der NT 2 der Isar"

Ort: Lailling West, Profil 1

TK 1 : 25000 : 7242 Wallersdorf R 455974 H 540038

Aufnahmedatum: 1.4.86

Geländeposition : zentraler NT 2 - Terrassenbereich

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung : ca. 20 cm des Ap-Horizontes abgeschoben

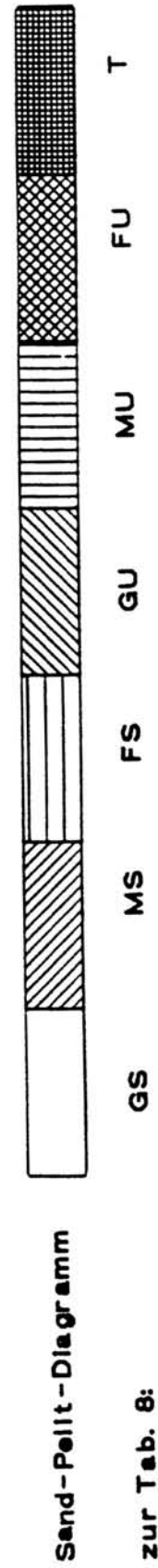
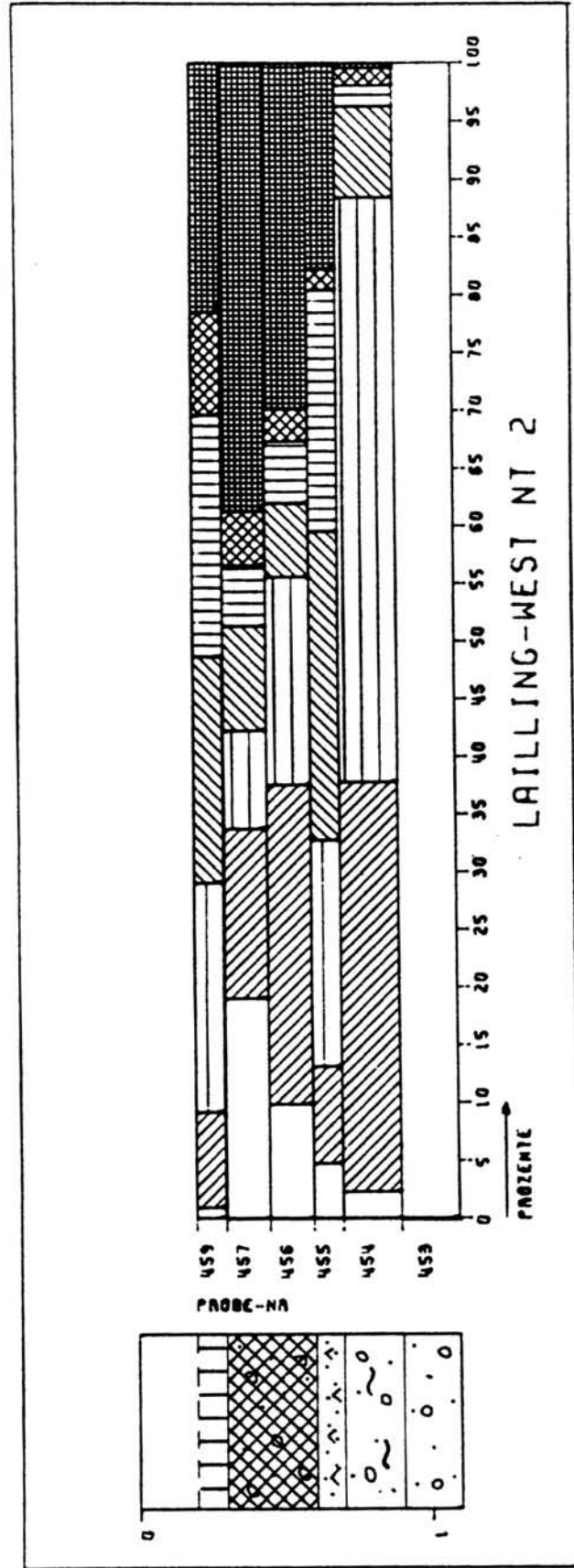
Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	30	Av 459	20-30	L, u, fs', h, vereinzelt Gki/Fki, dbr entkalkt *
II Bt	45	Av 457	45	Feinkies, mki, Gki-führend, ausgeprägte Tonbeläge, rotbr, entkalkt, *
Bt	60	Av 456	60	s.o., schwach kalkhaltig, *
Ckc	70	Av 455	70	Mittelsand, fs, fki, mm-starke Kalkpig- mente z.T als horizontale Bänder, k
Go	90	Av 454	90	Mittelkies, fki, ms, Go-gebändert, k
C	> 160	Av 453	110	horizontalgeschichteter karbonatgeröll- führender Schotterkörper der NT 2

Grundwasserspiegel bei 1.6 m unter Flur

* frei von Karbonatgeröllen

Analysedaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	Fe _t (%)	Fe _d (%)	Fe _d / Fe _t (%)
Av 459	0,0	1,59	2,5	0,61	24,9
Av 457	0,0	0,69	3,8	1,00	26,2
Av 456	5,0	0,60	3,1	0,88	28,0
Av 455	49,7	0,19	1,4	0,35	24,6
Av 454	26,6	0,06	1,3	0,39	30,0
Av 453	28,4	-	0,9	0,11	12,8



Fe_t^- , aber hoher Fe_d -Gehalte wider.

Wie die ca. 15 m lange, quer zur Fließrichtung angelegte und bis zum Grundwasserspiegel freigeschürfte Kiesgrubenwand zeigte, ist die NT2 von einem vertikal aufschotternden Fluß aufgebaut worden.

Die stratigraphische Stellung der NT2 ist im Raum Wallersdorf abgesichert:

- a) durch ihre morphologische Umrahmung von der ca. 1 - 1,5 m höheren NT1 im Norden und der vorgelagerten, ca. 1 m tieferen NT3 im Süden.
- b) Sie wurde durchgehend bis in den Engtalbereich oberhalb von Töding auskartiert, wo sie durch semiterrestrische Bodenbildungen, auflagernde Talrandschwemmkegel und Randsenkenvermoorungen gekennzeichnet ist und dort bodenkundlich und morphologisch der beschriebenen NT2 im Raum unterhalb von Landshut entspricht.

Als zeitliche Anlage der NT2 ergibt sich aufgrund ihrer morphologischen Lage im Talgrund ein Zeitraum nach Ausbildung der hochwürmzeitlichen NT1, aber vor Ausbildung der ebenfalls spätglazialen NT3.

Die auftretenden Bodenbildungen geben keine Anhaltspunkte für eine genauere zeitliche Einstufung. Sowohl die NT1 wie auch die NT2 tragen als Maximalbodenbildungen eine rötlichbraune Parabraunerde, deren Bodenmächtigkeit zum einen von der Höhenlage des Grundwasserspiegels, zum anderen von der Reliefposition (s. Tab. 6, 7: unterschiedliche Mächtigkeiten der Parabraunerden auf der NT1) abhängig ist. Ebenso beschreibt BRUNNACKER (1957: 61f.) vom Münchener Raum, wie die rötlichbraunen Schotterlehme der hoch- und spätglazialen Terrassenstufen mit steigendem Grundwasserspiegel zu den Niedermoorgebieten hin verschwinden und in ein moornahes Rendzinastadium übergehen. An Stelle eines Bt-Horizontes tritt nach BRUNNACKER (1957: 62) eine Schotterzersatzzone, die er als typisch spätglaziale Bodenentwicklung anspricht. Auf die Ausbildung und zeitliche Aussagekraft derartiger Schotterzersatzzonen wird im folgenden eingegangen (Kap. 3.3.2.1.).

3.3.2. Die höheren Auenterrassen

Geologisch betrachtet, beinhalten die höheren Auenterrassen eine jüngste, spätglaziale Niederterrasse – NT3 – und drei holozäne Terrassenstufen – H1- bis H3-Terrasse. Sie umfassen einen Bildungszeitraum vom ausgehenden Spätglazial zum Beginn des Subatlantikums (Tab. 20).

In ihrer Höhenlage im Talgrund unterscheiden sie sich nur durch Dezimeterbeiträge, wobei die NT3 und die H1 am höchsten liegen und die H3 am niedrigsten. Häufig sind sie auch höhengleich, insbesondere wenn eine jüngere Terrasse unmittelbar an den reliktsch erhaltenen, externen Bereich einer älteren Terrassenstufe grenzt.

Große Unterschiede bestehen in der morphologischen Ausprägung und der räumlichen Verbreitung der NT3 und der ihr vorgelagerten holozänen Terrassenflächen. So nimmt die NT3 in etwa eine gleiche bis doppelt so große Talgrundfläche ein wie die drei holozänen Terrassen zusammen. Während die NT3 morphologisch durch eine fast ebene, lediglich von einzelnen Hochwasserrinnen durchzogene Terrassenfläche mit weit geschwungenem, bogenförmigem Externrand gekennzeichnet wird, präsentieren sich die holozänen Terrassen in Form zahlreicher, enger Mäanderbögen, mit einer von der Nahrinne zur Terrassenstirn aufsteigenden Oberfläche und nicht zuletzt durch auf kleinem Raum rasch wechselnde, unterschiedlich alte Terrassenstufen.

Vom Innenbau zeigen alle holozänen Terrassen eine großbogige Schrägschichtung – L-Terrassentyp –, wohingegen die NT3 – wie einzelne vorhandene Aufschlüsse wenn auch bei hochstehendem Grundwasserspiegel anzeigen – vertikal aufgewachsen ist.

Gemeinsames Kennzeichen aller altholozänen höheren Auenterrassen ist, daß im Gegensatz zu den jüngeren Stufen innerhalb ihrer zentralen Terrassenbereiche größere Auensedimentmächtigkeiten (>30 cm) weitgehend fehlen und daher ihr fluviatiler Schotterkörper auch die Terrassenoberfläche bildet.

Die NT3 hebt sich von den altholozänen Terrassen durch ihre weitflächige Überdeckung von vergleyten, im allgemeinen eingliedrigen Auensedimenten ab. In den morphologischen Tiefenzonen – den Aurinnen – treten hingegen auf allen höheren Auenterrassen zum Teil mehrgliedrige, feinklastische Rinnenfüllungen mit begrabenen fossilen Bodenbildungen auf. Im räumlichen Überlappen sind in diesen Positionen zum Teil unterschiedliche Bodenbildungsphasen erhalten, die sowohl Aussagen zu den ökologischen Bedingungen der Aue während ihrer Entstehung ermöglichen, als auch Hinweise auf die Altersstellung der unterlagernden Terrassenbildung geben. Die orographisch höheren Terrassenbereiche unterliegen dagegen seit ihrer Ausbildung einer von der Sedimentzulieferung weitgehend unabhängigen Bodenentwicklung. Letztere stellt in ihrer unterschiedlichen Intensität einen relativen Zeitmaßstab zur Alterseinstufung der Terrassen dar.

3.3.2.1. NT 3

Die NT3 entspricht weitgehend HOFMANNs (1973) "Altstadt-Stufe" auf Blatt Landshut Ost. WEINIGs (1972) "Altstadt-Stufe" umfaßt im Engtalbereich die NT2, die NT3 und große Bereiche der H1-Terrasse. Unterhalb von Töding grenzt er die NT2 dagegen als "Niederterrasse ?" ab. Bei UNGER (1983a) zählen alle höheren Auenterrassen bereits zum nicht weiter gegliederten "Jüngerem Holozän". Die NT1 und die NT2 bilden bei ihm zusammen das "Ältere Holozän", das in der Kartenlegende zur Geol. Karte jedoch mit dem in Klammern gesetzten Zusatz "z.T. jüngstes Pleistozän" versehen ist.

Die NT3 nimmt im Isartalgrund in etwa ab Talmitte den nördlichen Talraum bis zur NT2 - Talrandleiste, selten bis zum tertiären Talhang ein. Als fast ebene, von einzelnen Hochwasserrinnen durchzogene Terrassenfläche erstreckt sie sich durchgängig von Landshut bis unterhalb von Lailling, wo sie von den nach Norden ausgreifenden, jungholozänen Flußlaufverlagerungen der Isar ausgeräumt wurde.

Ihr großbogig geschwungener Externrand wird im Engtalbereich infolge des starken Grundwasserzutrittes aus dem Tertiären Hügelland von großflächigen, flachgründigen Niedermooren (sog. "Moose") begleitet, deren Mächtigkeit nach Süden zur Terrassenstirn hin allmählich abnimmt. Im externen Randsenkenbereich können nach WEINIG (1972: 22) größere Torfmächtigkeiten von 2 - 4 m auftreten, wobei diese talabwärts auf durchschnittlich 1,5 m Mächtigkeit abnehmen. Der intensive Mooraufwuchs im Randsenkenbereich der NT3 bewirkt eine Verringerung der morphologischen Stufenhöhe zur NT2 auf unter 1 m, häufig nur auf etwas über 0,5 m. Außerhalb des Engtalbereiches mit der Beschränkung der Niedermoorverbreitung auf lokale, kleinräumige Rinnenbereiche beträgt dagegen die Terrassenstufenhöhe zur NT2 durchschnittlich 1 - 1,5 m Höhe.

Während der externe Rand der älteren würmzeitlichen Terrassen im Engtalbereich häufig von mächtigeren, spätglazialen Talrandschwemmkegeln überlagert wird, greifen auf die NT3 fast ausschließlich geringmächtige, langgestreckte Spülzungen oder kleine Talrandschwemmkegel über.

Ein Aufschluß an der Zunge eines solchen Spülkegels bei Hörmannsdorf, der einem trockenliegendem, kleinen Hangkerbtälchen vorgelagert ist, zeigte den in Tab. 9 aufgeführten Profilaufbau.

Da die Bodenbildungszeit des jüngsten, entkalkten Pechanmoores in etwa als älteres Subboreal (s.u.) einzustufen ist, anschließend noch ein Torfwachstum von mindestens 25 cm Mächtigkeit stattfand und sich auf den jüngsten Spülsedimenten bis heute lediglich eine schwach entwickelte, geringmächtige Braunerde bildete, ist die Anlage der Spülzunge in historische Zeit zu stellen. Vermutlich wurde diese Bodenerosionsphase durch die mit der frühmittelalterlichen Besiedlung der Seitentäler verbundene flächenhafte Rodungstätigkeit

Tab. 9: Bodenprofil "jungholozäne Talrandspülzunge mit fossilen Bodenbildungen im Randsenkenbereich der NT3 der Isar"

Ort: Kanalisationsgraben 350 m südlich der Kirche von Hörmannsdorf

TK 1 : 25000 : 7340 Dingolfing

R 452686

H 539056

Aufnahmedatum: 3.11.86

Geländeposition : Randsenkenbereich der NT3

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften		
Ap	25	Lehm, u, fs, h, dbrgr, entkalkt		
Bv	45	Schluff, fs, l, hgbr, entkalkt	Braunerde	Junghol.
M	60	Schluff, fs, l", mm-große Kalkpigmente, k		
			_____ Disk.	
AhGo	75	Lehm, u, fs", h', schwach roststreifig, Fe-Mn-Konkr., hbrgr, k	Gley	Junghol.
Gro	90	Lehm, u, fs", zahlreiche Fe-Mn-Konkr., stark roststreifig, k		
Gor	105	Lehm, u, mm-starke Fs-Bändchen, hgr, k		
			_____ Disk.	
Hn	110	Niedermoortorf		
AhGo	130	Lehm, u, molluskenführend, Eisenockerpigmentierung, h, gbbr, k		
			_____ Disk.	
HnAa	145	Lehm, stark torfig, schwarz, entkalkt	Pechanmoor II	
Hn	200	Niedermoortorf, Alm- und Eisenockerlinsen, br, k		Altholozän
HnAa	220	Torf, l, schwarz,	Pechanmoor I	
Hn	>290	Niedermoortorf		

Grundwasserspiegel bei 210 unter Flur

ausgelöst. In Analogie zum Aufschluß Hörmannsdorf sind daher die zahlreichen, auf die NT3 übergreifenden, langgestreckten Spülungen mit ihren abschließenden, gering entwickelten Braunerdebildungen ebenfalls als Folge jungholozäner, vermutlich anthropogen ausgelöster Bodenerosionsphasen einzustufen.

Die Niedermoormächtigkeit nimmt zur Terrassenstirn hin ab und beschränkt sich auf die morphologisch meist schwach ausgeprägten Tiefenlinien einzelner Aurinnen, die die NT3 queren oder sie insbesondere im Stirnbereich parallel oder bogenförmig begleiten.

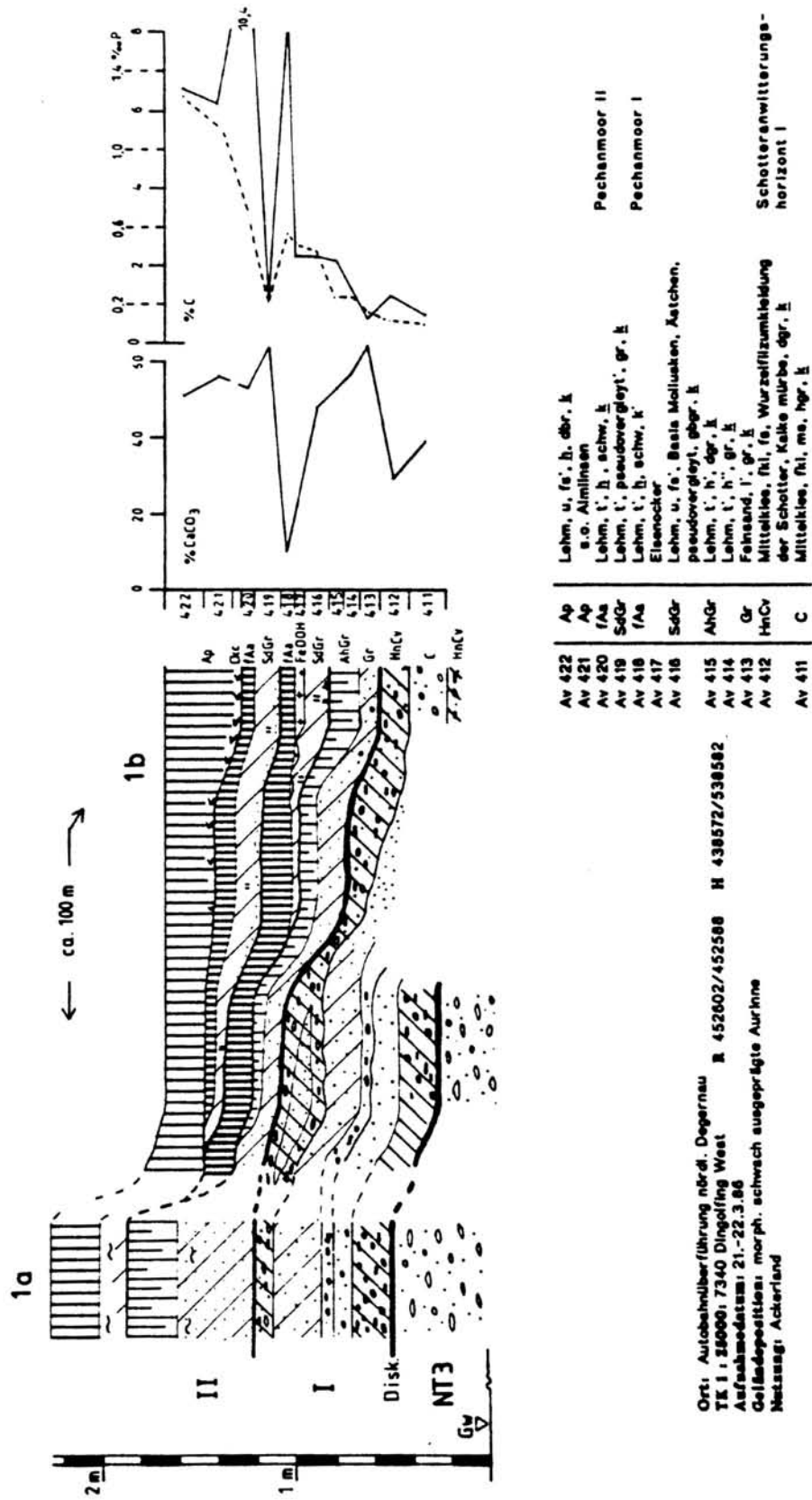
Schon im Übergangsbereich der Vermoorung treten zunehmend pechschwarze Anmoore "Pechanmoore" als Oberflächenboden in Erscheinung, die infolge der mit der Flußkorrektur der Isar verbundenen Grundwasserabsenkungen und der nachfolgenden, z.T. großflächigen ackerbaulichen Nutzung der Terrasse im Ap-Horizont zu einer schwarzbraunen, humusreichen Auenpararendzina auf vergleyten Auenmergeln umgewandelt sind. Unterhalb des Ap-Horizontes ist jedoch häufig noch ein schmaler, durchschnittlich 5 - 10 cm mächtiger, pechschwarzer Humushorizont erhalten. Dieser wird von einem durchschnittlich 30 - 60 cm mächtigen, vergleyten, blaugrauen oder gelbgrauen Auenmergel unterlagert, an dessen Basis an der Schotteroberkante sehr häufig ein durchschnittlich 20 cm mächtiger Schotteranwitterungshorizont (Cv-Horizont) ausgebildet ist. In ihm sind die Karbonatgerölle meist völlig durchverwittert und mürbe oder besitzen eine kräftige, kreidige Oberfläche. Kalksandsteine und Mergelsteine zerbröseln schon bei geringem Fingerdruck und kristalline Gerölle zerfallen in eckige Gesteinsbruchstücke.

Hinweise zur Altersstellung und zu den Entstehungsbedingungen dieser für die NT3 typischen Boden- und Deckschichtenabfolge von: Schotteranwitterungshorizont, vergleyter Auenmergel, Pechanmoor und/oder schwarzbraune, humusreiche Auenpararendzina ergeben sich aus den folgenden Aufschlußbeobachtungen:

- bei Erdbewegungen zum Bau einer Autobahnüberführung nördlich von Degernau wurde auf der NT3 eine morphologisch schwach ausgebildete Aurinne geschnitten (Abb. 4). Die Rinnenfüllung zeigte zwei Auensedimentationsrhythmen (I, II) mit mehreren Bodenbildungsphasen und unterschiedlichen Bodenbildungen, die von einem grobsandigen, blockführenden (< 8 cm Ø) Grobschotter der NT3 unterlagert wurden.

Rhythmus I (Profil 1a) beinhaltet die Ausbildung der Aurinne und ihre Verfüllung mit sandigen, fein- bis mittelkiesigen Aurinnensedimenten. Über einem 20 cm mächtigem Skelettschotter folgt eine Wechsellagerung von vergleyten Fs-Ms - und mittelsandigen Fki-Mki - Lagen, wobei zum Rinnentiefsten die Kieskomponente vorherrscht. Interessant sind die beiden Schotteranwitterungshorizonte an der Basis und am Top der Aurinnenfazies I. Sie zeigen eine ähnliche Konsistenz, wie er in morphologisch

Abb. 4: Bodenprofil " Aurinnenfüllung auf der NT 3 der Isar "



höheren Positionen der NT3 unter einer geringmächtigeren Auenmergeldecke auftritt. Die Karbonatschotter sind kreidig angewittert, kleinere meist völlig mürbe, Kalksandsteine zerfallen bei leichtem Druck und Gneise sind entlang ihrer Gefügeflächen gespalten. In beiden Horizonten werden die Kiese von einem kräftigen Wurzelfilz einer ehemaligen Seggen- und Schilfvegetation dicht umkleidet.

Die beiden Schotteranwitterungshorizonte zeigen somit zwei Ruhephasen der Rinnensedimentation an, in deren Verlauf im Wurzelbereich einer dichten Seggen- und Schilfvegetation austretende organische Säuren eine intensive Schotteranwitterung und leichte Entkalkung des Feinbodens – 10 % CaCO_3 Abnahme vom C- zum Hn Cv-Horizont – bewirkten.

Rhythmus II umfaßt die Verlandung der Aurinne mit feinklastischen Auen-sedimenten, die zum Hangenden durch zwei Bodenbildungsphasen unterbrochen wird.

An der Basis liegt ein vergleyter, grauer, schluffig-feinsandiger Auenmergel, der von einem lehmigen Auenmergel abgeschlossen wird. Auf ihm hat sich ein kräftiger Naßgley gebildet. Eine erneute Sedimentationsphase führte zur weiteren Verfüllung der Rinne mit einem gelbbraunen, schneckenführenden, lehmigen Auenmergel. Er schließt mit einem Pechanmoor ab. Diskordant von einer cm-starken Fs-Lage geschnitten, findet eine erneute Schüttung lehmig-toniger Auenmergel statt und schließt mit einer weiteren Pechanmoorbodenbildung. Beide Pechanmoore unterscheiden sich in ihren Kohlenstoff- und Karbonatgehalten (Abb. 4), wobei der Humusabbau wie auch die starke Entkalkung des liegenden Pechanmoores eine längere terrestrische Überprägung anzeigt. Die Phosphorgehalte sind bei beiden Pechanmooren um ein dreifaches höher als beim Naßgley und kennzeichnen ein ehemals intensiveres Bodenleben.

Die in Abb. 4 dargestellte Bodenabfolge ist nur in tieferen Rinnenpositionen ausgebildet. Zum Rinnenrand steigen die Bodenbildungen auf und streichen im heutigen Oberflächenniveau aus, so daß dort in der Regel die Abfolge: 25 - 35 cm mächtige, schwarzbraune, humusreiche Auenpararendzina mit liegendem Pechanmoorsaum als Oberflächenbodenbildung, unterlagert von einem 30 - 60 cm mächtigen, vergleyten Auenmergel mit liegendem Schotteranwitterungshorizont auftritt.

Eine stratigraphische Einstufung der Bodenbildungsphasen und der Rinnensedimentation ergibt sich durch ihr Verhalten im Nahtrinnenbereich zu den nächstjüngeren holozänen Terrassen.

- Unmittelbar südwestlich des oben beschriebenen Aufschlusses ist der NT3 die H1-Terrasse vorgelagert. In ihrem externen Nahtrinnenbereich konnte das in Abb. 5 dargestellte Übergreifen der feinklastischen, z.T.

vermoorten Nahtrinnenfüllung der H1 auf die NT3 beobachtet werden. Der NT3-Schotterkörper wird diskordant von einem vergleyten, hellgrauen Auenmergel gekappt. Er taucht in die Nahtrinne unter den Grundwasserspiegel ab und wird von einer Abfolge aus:

- a) Niedermoor mit linsenförmig eingeschalteten, vergleyten Hochflut-sedimenten (9)
- b) Auenmergelschüttung mit Naßgley (AhGr) an der Basis und abschließendem Pechanmoor I (6)
- c) erneute Auenmergelschüttung, die in Niedermoortorf übergeht und auf dem sich ein weiteres Pechanmoor II (3) ausbildete.
- d) abschließende, geringmächtige Rinnensedimentation mit 30 cm mächtigem, braungelben, feinsandigen Lehm und nachfolgender Eisenocker- und Almsausfällung, auf der als heutige Oberflächenbodenbildung eine dunkelbraune, stark humose Auenpararendzina ausgebildet ist.

Beide Pechanmoore konnten bis in den zentralen, infolge der Aufschlußverhältnisse nicht zugänglichen Bereich, als pechschwarze Horizonte weiterverfolgt werden. Daher können beide erst nach Ausbildung der H1-Terrasse und eines liegenden Niedermoorwachstums von über 90 cm Mächtigkeit entstanden sein. Im Nahtrinnenbereich trennt sie zudem ein Niedermoorwachstum von rd. 40 cm Mächtigkeit (zum Vergleich: im Randsenkenbereich der NT3 bei Hörmannsdorf – Tab. 9 – waren es 55 cm Niedermoortorf), womit sicherlich ein längerer zeitlicher Hiatus zwischen beiden Bodenbildungsphasen liegt.

Nahtrinnenprofile aus der nächstjüngeren holozänen H2-Terrasse nordöstlich von Degernau und nordwestlich vom Bhf Loiching zeigen dagegen lediglich eine Pechanmoorbodenbildung. Als Beispiel bietet sich ein Nahtrinnenprofil nordwestlich vom Bhf Loiching an, da dort beide aneinandergrenzenden H1- und H2-Terrassen durch ¹⁴C-Datierungen belegt sind. Im Zentrum ihrer Nahtrinne konnte das in Tab. 10 beschriebene Profil aufgenommen werden.

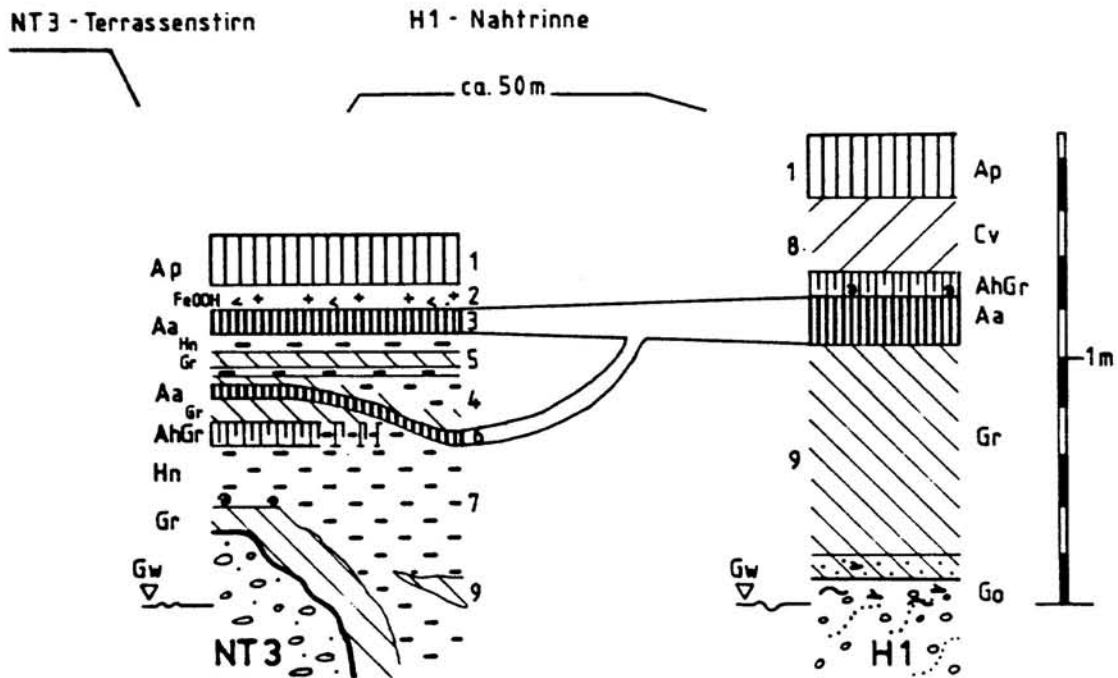
Die Nahtrinnenprofile wurden zudem durch die beim Kartieren häufig wiederholte Beobachtung bestätigt, daß auf der NT3 und der H1-Terrasse Pechanmoore bzw. in höheren stärker terrestrisch geprägten Bereichen Auenschwarzerden weitflächig verbreitet sind und Pechanmoore in tieferen Rinnenpositionen auf der H2-Terrasse häufig in Pflugtiefe ebenfalls ausgebildet sind. Bei allen jüngeren Terrassen wurde dagegen weder bei ihrer Kartierung noch bei den Aufschlußbearbeitungen – auch von Rinnenpositionen – eine Pechanmoor/Auenschwarzerdebildung angetroffen.

Daher kann der Zeitraum, innerhalb dessen beide Bodentypen gebildet wurden, auf älter als die römerzeitliche (s.u.) H4-Terrasse und jünger als die präboreale/boreale (s.u.) H1-Terrasse eingengt werden.

Eine Bestätigung dieser terrassenstratigraphischen Alterseinstufung gibt das

Abb. 5: Nahrinnenfüllung der H1 - Terrasse
der Isar

Ort: Autobahnüberführung nördl. Deggendorf
TK 1 : 25000: 7340 Dingolfing West R 452598 H 538558/538562
Aufnahmedatum: 22.-23.3.86
Geländeposition: H1-Nahrinne mit extern angrenzender NT3
Nutzung: Ackerland/Wiese



- 1 humusreiche Auenpararendzina
- 2 Eisenocker u. Almlinsen
- 3 Pechanmoor II
- 4 Niedermoor
- 5 vergleytes Hochflutsed.
- 6 Pechanmoor I
- 7 Niedermoor
- 8 verbrauchtes Hochflutsed.
- 9 vergleytes Hochflutsed.

- Lehm, fs, h, dbr, k
- Lehm, t', h, schw, k
- Torf, dbr, k
- Lehm, fs, hgr, k
- Lehm, t', h zum Rinnentiefsten torfig, schw, k
- Torf, dbr, k
- Lehm, u, fs', hgbr, k
- Lehm, u, hgr, k

Tab. 10: Bodenprofil "fossiles Pechanmoor in der Nahtrinnenfüllung der H2-Terrasse der Isar"

Ort: Autobahn-Kiesentnahmestelle nordwestl. Bh. Loiching
TK 1 : 25000 : 7340 Dingolfing West **R** 453077 **H** 538948
Aufnahmedatum: 10.5.86
Geländeposition : Nahtrinne der H2-Terrasse
Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung : ca. 15 cm des Ap-Horizontes abgeschoben

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften	
Ap	20	Lehm, u, fs, Krümelgefüge, <u>h</u> , dbr, <u>k</u>	Pechanmoor II
Aa	45	Lehm, u, t', Polyedergefüge, mollusken- führend, schwache Gr-Fleckung, schw, <u>k</u>	
M	70	Schluff, fs, l, mm-große Pflanzenhäcksellagen, br, <u>k</u>	
GoC	150	Wechselagerung: cm-starke Feinsand, u - und Feinsand, u, l' - Bändern, rostfleckig, hgbgr, <u>k</u>	

Grundwasserspiegel bei: 150 cm unter Flur

in Tab. 11 dargestellte und nahe der NT3-Terrassenstirn aufgenommene Aurinnenprofil.

Über dem liegenden Schotteranwitterungshorizont (GrCv) der NT3 liegt sich im Aurinnenzentrum diskordant eine geringmächtige, feinsandige, fki-mki, verlehnte Aurinnenfazies. Auf ihr hat sich ein kräftiger, dunkelgrauer Naßgley (GrAh) entwickelt. Dieser stark semiterrestrische Bodentyp spiegelt sich in einem höheren C-Gehalt von 1,7 %, jedoch einem gegenüber dem C-Horizont wenig abweichenden P-Gehalt von 0,17 % wider. Der Karbonatgehalt von 53,4 % liegt deutlich höher als im ebenfalls grobklastischen GrCv-Horizont, wo er lediglich 32,5 % erreicht.

Der Naßgleyhorizont ist durchsetzt von kleinen Wurzeln und zusammengeschwemmten Ästchen und Pflanzenhäckseln. Darüber liegt sich ein vergleytes Auensediment, das von einem fs, u Auenmergel ohne jegliche Spuren einer Durchwurzelung zum Top hin in einen schwach tonigen Auenmergel übergeht. Die Auensedimentation endet nach Ausbildung eines weiteren Naßgleyes (GrAh) mit einer abschließenden, aus einem ehemaligen Pechanmoor (fAa-Horizont) hervorgegangenen Auenschwarzerde, die über die Aurinne hinweg die heutige Oberflächenbodenbildung in diesem Raum darstellt. Gegenüber den liegenden Auenmergeln deutlich geringere Karbonatgehalte wie auch die stark erhöhten Phosphorgehalte spiegeln ihre stärker terrestrisch geprägte Bodendynamik wider.

Die ^{14}C -Datierung der Ästchen und kleinen Wurzeln aus dem basalen Naßgley ergab ein Alter von $8205 \pm \text{a. BP}$ (Hv 14457), annähernd der Zeit der H1-Aufschotterung (s.u.). Es bestätigt sowohl den Zusammenhang zwischen intensiver Hochflutstätigkeit mit Aurinnenbildung und Auensedimentablagerung auf der NT3 und der Aufschotterung der H1-Terrasse wie auch die zeitliche Einstufung der Auenschwarzerde/Pechanmoorbodensequenz von jünger als präboreal/boreal.

Aus der stratigraphischen Stellung der Deckschichten und Bodenbildungen lassen sich folgende talgeschichtliche Rückschlüsse ableiten:

1. Die Aufschotterung der NT3 ist älter als das Holozän, da sie bereits von Hochwasserrinnen der präborealen/borealen H1 (s.u.) zerschnitten wird.

Jünger als die nach-hochwürmzeitliche NT2 ist sie daher ins ausgehende Spätglazial zu stellen. In ihrer stratigraphischen Stellung dürfte sie der klassischen "Altstadtstufe" am loc. typ. der "Münchener Altstadt" entsprechen, wie sie von MÜNICHSDORFER (1922: 130) erstmalig benannt wurde. Die "Altstadtstufe" loc. typ. ist nach SCHUMACHER (1981: 53, 56ff., 188) jünger als das Auslaufen des spätglazialen Wolfratshausener Sees, der nach pollenanalytischen Untersuchungen von OLLI-VESALAINEN,

Tab. 11: Bodenprofil "Auenschwarzerde mit liegendem Pechanmoorhorizont auf kalkreichen Hochflutsedimenten auf der NT 3 der Isar"

Ort: Rothaus, Profil 1

TK 1 : 25000 : 7340 Dingolfing West

R 452708

H 538773

Aufnahmedatum: 6.12.85

Geländeposition : flache Muldenposition nahe der NT 3 -Terrassenstirn

Nutzung : Wiese

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ah	30	Av 395	15	Lehm, u, fs', h, schwbr, k
		Av 396	30	
fAa	40	Av 397	40	Lehm, u, t', h, schneckenführend, schw, k
GrAh	55	Av 398	55	Lehm, u, t', h', dgr, schneckenführend, k
Gr	70	Av 399	70	Lehm, u, t', hgr, k
GoGr	90	Av 400	90	Lehm, u, t', Go-gebändert', k
Go	120	Av 401	120	Lehm, u, fs', stark roststreifig, k
Gr	155	Av 402	155	Feinsand, l, hgr, k
				Diskordanz
II GrAh	180	Av 403	180	Mittelkies, fki, fs, l, h', kleine Äste u. Wurzelfilz einer Schilf- und Seggenvegetation (Hv 14145 : 8205 ± 100 a. BP), dgr, k
GrCv	200	Av 404	200	Mittelkies, fki, ms, Gki-führend, karb. Gerölle mürbe, krist. Gerölle zerf. entlang ihrer Kluftflächen, Wurzelfilz', k

Analysedaten :

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	P (‰)
Av 395	20,8	7,63	1,17
Av 396	21,4	7,74	1,19
Av 397	29,6	4,75	0,58
Av 398	55,5	1,44	0,25
Av 399	71,8	0,84	0,19
Av 400	65,1	0,75	0,19
Av 401	70,6	0,37	0,19
Av 402	74,6	0,31	0,16
Av 403	53,4	1,70	0,17
Av 404	32,5	0,75	0,12

WISSERT & FRENZEL (1983: 115) bereits im Bölling sehr flach und im Alleröd verschwunden war. Als jeweilige jüngste fluviatile Terrassenbildungen der Isar im ausgehenden Spätglazial ist daher eine zeitliche Korrelation von NT3 und "Altstadtstufe" loc. typ. anzunehmen und ihre Ausbildung in den Zeitraum Bölling bis Ende Jüngere Tundrenzeit zu stellen. Eine sichere Korrelierung mit BRUNNACKERs "Altstadtstufe" im Raum Freising – Ismaning ist nicht möglich, da BRUNNACKER (1959a: 81, Abb. 1; 1959b: 17; 1964: 69; dagegen eine einzige "Altstadtstufe" 1959a: Tab. 2) zum Teil eine Zweiteilung seiner "Altstadtstufe" in eine "innere" und "äußere Altstadtstufe" sieht und zudem eine weitere Stufe "Echinger Lohe -" (1959: 17) bzw. "Garching-Stufe" (1964: 69) – wenn auch mutmaßlich – ebenfalls noch als weitere Bildung des ausgehenden Spätglazials ansieht. Wie BRUNNACKER (1964: 69) jedoch selbst ausführt, könnte die "Garching-" bzw. "Echinger Lohe-Stufe" auch bereits dem Anfang des Postglazials angehören und die "innere Altstadtstufe" das ausgehende Spätglazial repräsentieren. BRUNNACKERs letztere Einstufungsmöglichkeit entspricht den eigenen Befunden von der Ausbildung lediglich zweier spätglazialer Niederterrassen, so daß eine eventuelle Korrelierung der NT2 mit seiner "äußeren" und der NT3 mit seiner "inneren Altstadtstufe" anzunehmen ist (mit dieser Fragestellung befaßt sich derzeit L. FELDMANN in seiner an der Abt. Geologie der Universität Düsseldorf durchgeführten Dissertation).

2. Die Ausbildung ihres Schotteranwitterungshorizontes kann auf eine weitflächige Verbreitung einer Schilf- und Seggenvegetation zurückgeführt werden, wobei als Folge ihres dichten, die Einzelschotter umflechtenden Wurzelfilzes austretende organische Säuren eine schwache Entkalkung und intensive Schotteranwitterung im Durchwurzelungsbereich – ca. 20 cm Tiefe – bewirkten. Zeitlich ist dieser Vorgang durchaus syngenetisch vorstellbar, bei einer Ablagerung des NT3 – Schotterkörpers in einem von zahlreichen, flachgründigen Wasserläufen durchzogenen Talboden mit intensiver Seggen- und Schilfvegetation. Derartige ökologische Bedingungen herrschten auf der NT3 im Isartal nachgewiesenermaßen in Aurinnenpositionen noch im Präboreal/Boreal, sind aber flußmorphologisch gesehen auf der NT3 mit ihrem vermutlichen V-Schotterfaziestyp auch zur Zeit der Aufschotterung der NT3 anzunehmen.

BRUNNACKER's (1959a: 82; 1959b: 22) Ausführungen, daß der auf der "Altstadtstufe" (ohne weitere Untergliederung) weitflächig verbreitete Schotteranwitterungshorizont einen Leitboden dieser Stufe darstellt und als klimatisch bedingte Verwitterungsbildung des jüngeren Spätglazials anzusehen ist, kann nicht gefolgt werden. Neben den eigenen Befunden, wonach derartige Schotteranwitterungshorizonte auf der NT3 auch auf kiesigen präborealen/borealen Hochflutsedimenten, daneben aber auch an der Schotteroberkante der altholozänen H1- und H2-Terrasse (s.u.) ausgebildet

sind, belegen auch die von BRUNNACKER (1959a: 82) angeführten pollenanalytischen Befunde von SCHMEIDL (1959: 64) im Erdinger Moos, wonach der Beginn des derartige Schotteranwitterungshorizonte überdeckenden Moorwachstums zum Teil vor dem Boreal und zumindest im ausklingenden Präboreal (SCHMEIDL 1959: 64) anzusetzen ist, keineswegs eine vorausgegangene längere spätglaziale Verwitterungszeit. Vielmehr entsprechen SCHMEIDL's pollenanalytische Befunde durchaus den obigen Ausführungen einer relativ kurzzeitigen Ausbildung derartiger durchschnittlich 2 dm mächtiger Verwitterungsbildungen, wie sie an der NT3 - Schotteroberkante und innerhalb kiesiger präborealer/borealer Hochflutablagerungen auf der NT3 auftreten.

3. Die auf der NT3 weitflächig verbreiteten Auenmergel stellen im wesentlichen eine Hochflutfazies der H1-Terrasse dar.
4. Die auf weiten Flächen ausgebildete Pechanmoor-/Auenschwarzerde - Sequenz entstand im Zeitraum nach Aufschotterung der präborealen/borealen H1- und vor Ausbildung der eisen-/römerzeitlichen H4-Terrasse. Da in Rinnenpositionen auf der NT3 und auf der H1 bis zu zwei unterschiedlich alte, durch Torfwachstum oder Hochflutsedimente getrennte Pechanmoore auftreten, spiegeln sie dort zwei verschiedene Bildungszeiten wider:
 - a) nach Aufschotterung der präborealen/borealen H1- und vor Aufschotterung der subborealen H3-Terrasse und
 - b) nach Aufschotterung der atlantischen H2- und vor Aufschotterung der eisen-/römerzeitlichen H4- Terrasse.

Sie deuten Ruhephasen der Hochflutsedimentation an und belegen einen zumindest jahreszeitlich tieferliegenden Talgrundwasserspiegel, so daß selbst im talrandnahen Randsenkenbereich der NT3 das Niedermoorwachstum unterbrochen wird (Profil Hörmannsdorf, Tab. 9).

3.3.2.2. H1 - Terrasse

Zum südlichen Talrand hin schließt sie sich — in weiten Bereichen erhalten (Beilage 1, 2) — als Reihenterrasse an die NT3 an. Durch ihre Mäanderaußenbögen, ihre zahlreichen, mit dem Sedimentanwuchs angelegten primären Aurinnenscharen und insbesondere durch ihren morphologischen Innenbau mit der zur Nahrinne leicht einfallenden Terrassenoberfläche hebt sie sich von der fast horizontal im Tal erstreckenden NT3 deutlich ab.

Auf der beinahe vollständig ackerbaulich genutzten Terrassenfläche finden sich je nach Mächtigkeit der den Schotterkörper überlagernden Auenmergeldecke als maximale Bodenbildungen:

- bei fehlender und geringmächtiger Auenmergeldecke (< 30 cm) eine unter Grünland bzw. Wald entkalkte, geringmächtige dunkelgrauschwarze, humusreiche Auenrendzina mit kräftigem Schotteranwitterungshorizont (Tab. 12)
- bei größerer Auenmergelbedeckung (40 - 60 cm) eine braunschwarze Auenschwarzerde, die ebenfalls im Liegenden einen kräftigen Schotteranwitterungshorizont aufweist (Tab. 13).

Infolge der fast fehlenden Auenmergeldecke lagert der geringmächtige, stark humose (C-Gehalt 3,75 %), dunkelgrauschwarze Humushorizont im Profil Loichingermoos (Tab. 12) unmittelbar dem Schotterkörper auf und ist noch 10 cm tief in diesen eingearbeitet. Fast vollständig entkalkt, finden sich im Substrat des IIAH-Horizontes nur noch vereinzelt, sehr mürbe Karbonatgerölle. Die Verwitterungstiefe reicht ca. 95 cm tief in den Schotterkörper und ist gekennzeichnet:

1. durch intensive Lösungserscheinungen an den karbonatischen Geröllen, Sandsteinen und Gneisen. Generell nimmt die Intensität der Lösungserscheinungen vom Hangenden zum Liegenden ab, wobei im vorliegenden Profil (Tab. 12) zwei in ihrer Intensität deutlich unterschiedliche Schotteranwitterungshorizonte auftreten.

Der erste — Schotteranwitterungshorizont I — reicht bis in ca. 60 cm Tiefe und ist gekennzeichnet durch eine intensive Verwitterung der karbonatischen Gerölle, der Sandsteine und Gneise. Sie zerfallen schon bei leichtem Fingerdruck oder sind teilweise nur noch als mürbe Reste erhalten.

In dem im Liegenden folgenden Schotteranwitterungshorizont II besitzen die karbonatischen Gerölle eine kräftige kreidige Verwitterungskruste. Sie sind aber nur selten durchverwittert. Gneise zeigen keine makroskopisch erkennbaren Verwitterungsspuren, während die glaukonitischen Flyschsandsteine mürbe zerfallen.

An den Quarzoberflächen treten in diesem Horizont sehr häufig Kalkaus-

Tab. 12: Bodenprofil "humusreiche Auenrendzina mit ausgeprägtem Schotteranwitterungshorizont auf der H1-Terrasse der Isar"

Ort: Loichingermoos, Profil 1

TK 1 : 25000 : 7340 Dingolfing West **R** 453006 **H** 538965

Aufnahmedatum : 18.10.84

Geländeposition : zentraler H1-Terrassenbereich

Nutzung : Wiese

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ah	15	Av 187	15	Feinsand, fki", l", h, dgrschw, entkalkt
II Ah	25	Av 186	25	Feinkies, mki, ms, l', vereinzelt mürbe Karbonatgerölle, dbr, entkalkt
Cv ₁	40	Av 185	40	Feinkies, mki, fs, hbr, k *
Ccv ₁	60	Av 184	60	Grobkies, mki, ms, Bl"(<8 cm Ø), hgrbr, k *
Cv _{2c}	80	Av 183	80	s.o., hgr, k **
Cv _{2c}	95	Av 182	95	Mittelkies, gs, skelettschotterstreifig mit Calcitaukleidungen, hgr, k **
GoC	125	Av 181	110	Mittelkies, gs, skelettschotterstreifig, hgr, k
Go	155			Mittelsand, schwache Fe-Mn-Bänder, hgbgr,k

> 250 cm : Wechsellagerung von großbogig schräggeschichteten Fki, mki, gs -
Gki, mki, gs - und Mki, gki, ms -Bändern, z.T. skelettschotter-
streifig

* Schotteranwitterungshorizont I

** Schotteranwitterungshorizont II

Grundwasserspiegel bei 230 cm unter Flur

Analysedaten :

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	Fe _t (%)	Fe _d (%)	Fe _d / Fe _t (%)
Av 187	0,1	3,75	1,4	0,31	21,5
Av 186	0,1	0,88	1,2	0,22	18,2
Av 185	13,0	0,29	1,0	0,18	18,9
Av 184	21,8	0,09	0,9	0,15	17,2
Av 183	28,8	0,06	0,8	0,12	14,8
Av 182	21,1	0,07	0,8	0,1	12,8
Av 181	17,7	0,03	0,61	0,18	29,5

Tab. 13: Bodenprofil "Auenschwarzerde auf der H1 - Terrasse der Isar"

Ort: Gottfriedingerschwaige, Profil 1

TK 1 : 25000 : 7341 Dingolfing Ost

R 453932 H 539114

Aufnahmedatum : 18.10.84

Geländeposition : nahtrinnennahe Lage zur NT3

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	35	Av 166	15	Lehm, u, fs, t', Mki/Gki-führend", h , schwbr, k
Ah ₂	55	Av 167	35	Lehm, u, fs, t', Mki/Gki-führend", Sub- polyedergefüge, h, dbr, k
Ah ₃ Ccv	80	Av 168	45	Lehm, u, fs, t', Mki/Gki-führend", Sub- polyedergefüge, h, dbr, k
		Av 169	55	Blockschotter (< 13 cm), gki, l', gs, h, schwache Tongeläge in den Schotter- betten, hgrbr, k *
		Av 170	80	Blockschotter (< 13 cm), gki, l', gs, h, schwache Tongeläge in den Schotter- betten, hgrbr, k *
Ccv	100	Av 171	100	Grobkies, mki, gs, hbrgr, k **
GoC	115	Av 172	115	Grobkies, mki, gs, hgr, k
Go	135			Mittelkies, fs, Go - gebändert, k

135 - >335

skelettschotterstreifiger, blockführender
Grobkies der H1 - Terrasse mit
Go - Horizonten bei 175 cm, 185 cm
und 275 cm unter Flur.

* Schotteranwitterungshorizont I

** Schotteranwitterungshorizont II

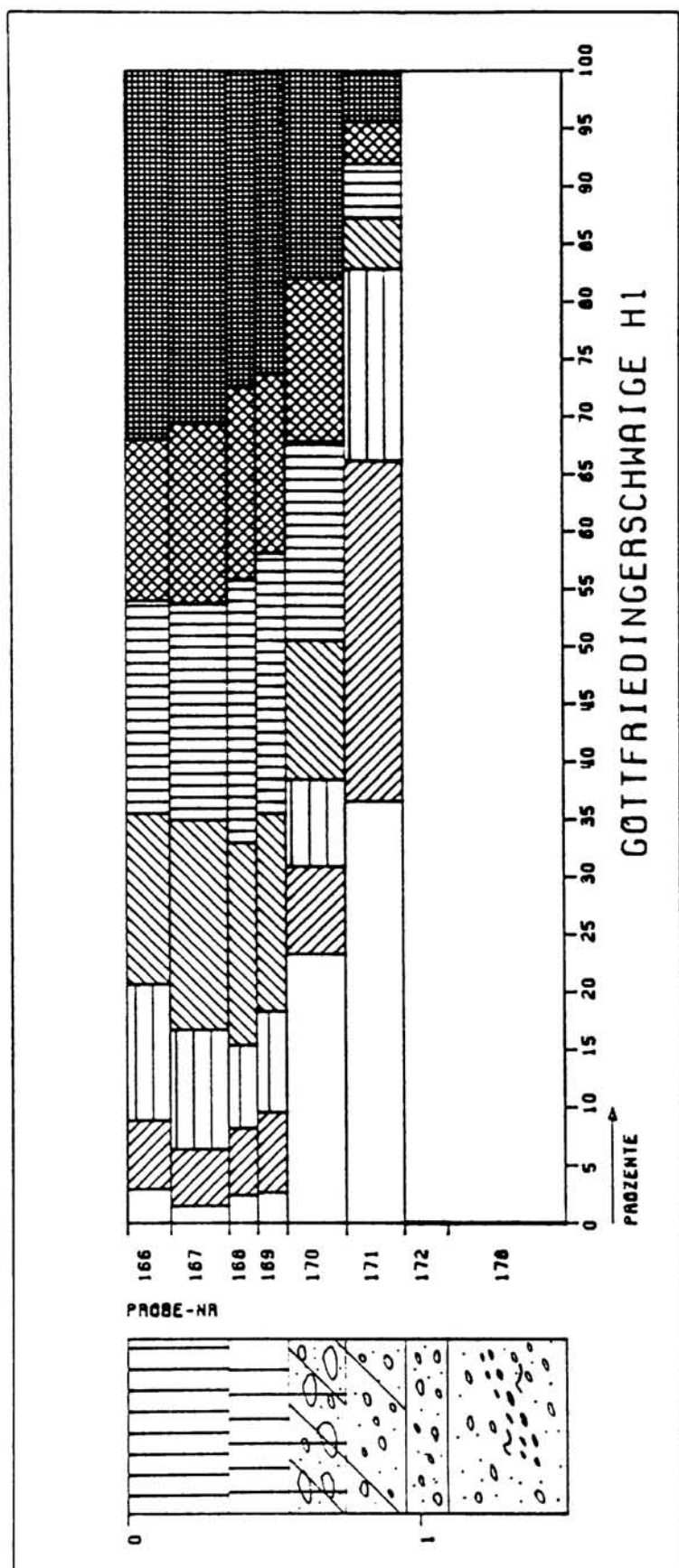
Grundwasserspiegel bei 335 cm unter Flur

drei subfossile Hölzer im Grundwasserspiegelniveau : Av 173, 174, 175

Av 175 ergab ein ¹⁴C-Alter von 9080 ± 90 a. BP (Hv 13678)

Analysedaten :

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	Fe _t (%)	Fe _d (%)	Fe _d / Fe _t (%)
Av 166	23,3	3,92	3,3	1,33	40,7
Av 167	26,8	3,25	3,0	1,14	37,5
Av 168	40,0	2,19	2,6	0,83	32,2
Av 169	43,9	1,85	2,6	0,73	31,1
Av 170	47,9	1,10	1,5	0,47	30,9
Av 171	36,2	0,21	1,0	0,31	31,6
Av 172	27,9	0,04	0,8	0,22	26,2



Sand-Pellt-Diagramm

zur Tab. 13:

blühungen auf und weisen auf eine parallel stattfindende Kalkausfällung.

2. durch eine Ausfällung der gelösten Karbonate vorwiegend in der sandigen Matrix des Schotterkörpers.

Makroskopisch zeigt sie sich in der hellgrauen Auskleidung der Schotterbetten oder — insbesondere in matrixarmen, hohlraumreichen Skelettschotterlagen — als mm-große Sinterbildungen, die meistens an der Unterseite der Quarze auftreten. Sie spiegelt sich aber auch in den Karbonatgehalten der Matrix (< 2 mm) der einzelnen Bodenhorizonte wider. Weisen die Karbonatgehalte im Oberboden und im oberen Bereich des Schotteranwitterungshorizontes I auf einen vertikal gerichteten Karbonatverlust bzw. Entkalkung hin, so findet im gesamten übrigen Bereich des Schotteranwitterungshorizontes eine Zunahme des Karbonatanteils in der Matrix statt. Verwitterung der Karbonatgerölle und Karbonatausfällung überlagern sich in diesem Bereich und erhöhen wohl beide den karbonatischen Anteil in der Fraktion < 2 mm.

3. durch eine geringe Einlagerung organischer Substanz und eine geringfügige Freisetzung von dithionitlöslichen Fe III-Oxiden.

Makroskopisch zeigen sie sich in einer durchgehenden schwachen, leicht bräunlichen Färbung des angewitterten Schotterkörpers gegenüber dem helleren, frischen C-Horizont. In den chemischen Bodenanalysen (Tab. 12) spiegeln sie sich in einer leichten Erhöhung der C-Gehalte und einer Zunahme des Verwitterungsquotienten (Fe_d / Fe_t %) wider (s. auch nachfolgende Profilbeschreibungen). Der hohe Fe_d - Gehalt und Verwitterungsquotient im C-Horizont weist auf eine Beeinflussung durch einen ehemaligen Go - Horizont, der makroskopisch bei der Probennahme nicht zu erkennen war.

Bei größerer Auenmergelbedeckung nimmt die Humusmächtigkeit der dunkelgrauschwarzen, humusreichen Auenrendzina zu und an ihre Stelle tritt bodentypologisch eine schwarzbraune bis braunschwarze Auenschwarzerde (Tab.13), die unmittelbar dem ebenfalls stark angewitterten Karbonatschotter der H1-Terrasse aufliegt.

So wird das in der Nähe der Nahrinne zur NT3 gelegene (Beilage 2) Profil Gottfriedingerschwaige (Tab.13) durch eine Auenschwarzerde auf 55 cm mächtiger, in den A-Horizont vollständig einbezogener Auenmergeldecke gekennzeichnet. Der 35 cm mächtige, schwarzbraune Ap-Horizont ist nicht nur kräftig in den unterlagernden 20 cm mächtigen Auenmergel (Ah_2) eingearbeitet, sondern auch noch in die liegende, hier lokal ausgebildete extrem hohlraumreiche Blockschotterlage. Mit dem seitlichen Substratwechsel zum sandigen, angewitterten Mki-Gki-Schotter endet die Einarbeitungszone an der Schotterkörperoberkante. Die kräftige Einarbeitungszone zeigt sich neben den überdurchschnittlich hohen Pelitgehalten in der Blockschotterlage auch in der fast kontinuierlichen Abnahme der Kohlenstoffgehalte vom hangenden

Ap-Horizont über den Ah₂-Horizont bis in den Ah₂Ccv -Horizont. Bei der Auswertung der Karbonatgehalte ist zu beachten, daß in diesem Raum der Auenmergel im unveränderten C-Horizont über 60 % Karbonatgehalt (s. Tab. 17, 18) aufweist, während dieser im C-Horizont des Schotterkörpers in der Korngrößenfraktion < 2 mm ca. 28 % (Av 172, Tab. 13) beträgt. Innerhalb des Bodenprofils zeigt sich trotz Beackerung eine kräftige Entkalkung im Ap-Horizont, die in abgeschwächter Form noch bis an die Schotterobergrenze reicht. Die kräftige Verwitterungsbeeinflussung dieses Horizontes zeigt sich ebenfalls in einer deutlichen Tonfreisetzung von über 25 % Tonanteil am Feinboden des Ap- und Ah₂- Horizontes (Av 166, 167, 168, 169; zum Vergleich s. Tab. 17: der maximale Tongehalt im unverwitterten Auenmergel erreichte in der Probe Av 447 11,4 %).

Aussagen über eine Karbonatauswaschung oder -anreicherung im Feinbodenmaterial der Blockschotterlage sind auf der Grundlage der Analysenwerte nicht möglich, da die höheren Karbonatgehalte eine Folge der Einarbeitung des hangenden Feinsediments wie auch die einer Einwaschung sein können. Die höheren Ton- und Schluffgehalte in diesem Horizont (Av 170) weisen auf eine Einarbeitung des hangenden Auensedimentes, während die hellgrauen Beläge innerhalb der Schotterbetten eine sekundäre Kalkeinwaschung belegen.

Bis in 80 cm Tiefe unter Flur weist der Schotterkörper kräftige Verwitterungsspuren in gleicher Ausprägung wie in dem im Profil Loichingermoos (s.o.; Tab. 12) beschriebenen Schotteranwitterungshorizont I auf und bis in 100 cm Tiefe unter Flur wie in dem dort beschriebenen Schotteranwitterungshorizont II. Der Schotteranwitterungshorizont endet an einem ehemaligen Grundwasserstand (Go -Horizont).

Nach der Größenordnung des Verwitterungsquotienten zeigt das Profil Gottfriedingerschwaige ebenfalls eine Dreiteilung in den intensiv verwitterten, schwarzbraunen A-Horizont, eine Übergangszone abgeschwächter Verwitterung bis an die Untergrenze der beiden Schotteranwitterungshorizonte und dem liegenden unverwitterten, Go -streifigen C-Horizont.

Beide für die zentralen, höheren Bereiche der H1-Terrasse typischen Bodenprofile (Tab. 12, 13) zeichnen sich durch einen stark humushaltigen, dunkelgrauschwarzen bis schwarzbraunen A-Horizont aus.

Seine genetische Verwandtschaft zu den Pechanmooren der Rinnenprofile ist derzeit im Kiesgrubenareal Bf Loiching H1-Terrasse aufgeschlossen. Unter einem 20 - 25 cm mächtigen, kalkhaltigen, dunkelgrauschwarzen Ap-Horizont ist dort weitflächig ein 5 - 10 cm mächtiger, pechschwarzer Humushorizont erhalten. Zur Nahtrinne hin nimmt er an Mächtigkeit zu und wird im Nahtrinnenbereich als 10 - 25 cm mächtiges Pechanmoor von geringmächtigen, z.T. schwach torfigen, jüngeren Auenmergeln überlagert, auf denen sich als heutiger Oberflächenboden eine dunkelbraune Auenpararendzina entwickelt hat.

Ein ehemals, zumindest jahreszeitlich hochstehender Grundwasserspiegel

föhrte somit zur Ausbildung von pechschwarzen Anmooren in Rinnenpositionen und stark humosen, ebenfalls schwärzlich gefärbten Humushorizonten auf den höheren Terrassenbereichen. Erst nach Ausbildung der H3-Terrasse – keine Pechanmoorbildung mehr in ihrer Nahrinne – erfolgte eine weitere kräftige Absenkung des Grundwasserspiegels. Sie ermöglichte eine verstärkte, vertikal gerichtete Bodenentwicklung und eine deutliche Entkalkung der A-Horizonte. Mit der nun verstärkten Aktivität der Bodenorganismen fand anschließend – je nach Substrat – eine mehr oder weniger intensive Einarbeitung des Humushorizontes in den unterlagernden C-Horizont statt und in dem nun tiefergreifenden Durchwurzelungsbereich kam es zur Ausbildung zweier unterschiedlich intensiver Schotteranwitterungshorizonte.

Im und unterhalb des Grundwasserschwankungsbereiches treten im L-Schotter der H1-Terrasse häufiger sehr gut erhaltene Rannen auf.

Die ¹⁴C- Datierung zweier fossiler Hölzer ergab folgende Alter:

- Ksg. Bhf Loiching, H1, rd. 3 m unter Flur: 8400 ± 80 a. BP (Hv 14377)
- Ksg. Gottfriedingerschwaige, H1, 3,35 m unter Flur: 9080 ± 90 a. BP (Hv 13678)

Da das ältere Holzdatum von Gottfriedingerschwaige aus dem externen Mäanderbogenbereich der H1-Terrasse stammt, stellt es für ihre Erstanlage bereits ein Mindestalter dar. Einen indirekten Hinweis zur bereits präborealen Ausbildung weiterer H1-Terrassenbereiche zeigt sich evtl. in dem bisherigen Fehlen von subfossilen Eichenholzfunden (bei einer Gesamtkollektion von 23 Hölzern aus drei Kiesgrubenarealen) aus ihrem Terrassenkörper, obwohl nach BECKER & KROMER (1986: 961) die ältesten bisher gefundenen Eichen aus dem Donautal bis in den Zeitraum 8890 a. BP zurückreichen. Erst in den nachfolgenden postborealen Terrassenbildungen – insbesondere der H2- bis H4-Terrasse – sind Eichenrannen zahlreich vertreten.

Jünger als die spätglaziale NT3 ist die Ausbildung der H1 in den Zeitraum Präboreal/Boreal zu stellen.

3.3.2.2. H2 - Terrasse

Nach Süden schließt sie sich mit kräftig ausgebildeten Mäanderaußenbögen der H1-Terrasse an oder räumt diese bereichsweise auch völlig aus, um dann unmittelbar an die NT3 anzugrenzen.

Während sie nach dem Höhenlinienbild der TK 1 : 25000 mit ihnen ein in etwa gleich hohes Niveau einnimmt, erscheint sie morphologisch doch deutlich treppenartig als tieferes Terrassenniveau den älteren vorgelagert. Von der H1 und der NT3 trennt sie im Nahrinnenbereich eine deutlich ausgebildete

Terrassenstufe von durchschnittlich 1 m Höhe, wobei ihre Aurinnenscharen die der H1-Terrasse diskordant schneiden.

Pedologisch unterscheidet sie sich von der H1-Terrasse in der geringen Verbreitung von Pechanmooren. Während diese auf der H1 noch weitflächig in zahlreichen Rinnenpositionen – z.T. zweigliedrig – oder als pechschwarzer Saum an der Basis des oberflächennahen A-Horizontes erhalten sind, beschränken sie sich auf der H2 auf die morphologisch tieferliegenden Rinnenbereiche, wo sie unter Adkernutzung als pechschwarze Rinnenfüllungen – weithin sichtbar – aufgepflügt werden. Die maximale und weit verbreitete Bodenentwicklung der Terrasse ist eine dunkelbraune, humusreiche Auenrendzina auf meist geringmächtiger Auenmergeldecke mit kräftig ausgeprägtem Schotteranwitterungshorizont (Tab. 14, 15).

Abgesehen von der dunkelbraunen Farbtönung des A-Horizontes unterscheidet diese Bodenbildung sich weder makroskopisch noch nach den chemischen Bodenanalysen von den dunkelgrauschwarzen Auenrendzinen der H1-Terrasse. Ihr stark humoser A-Horizont ist ebenfalls 10 – 15 cm tief in den unterlagernden Schotter eingearbeitet und weist – trotz Beackerung – makroskopisch wie auch in den Analysen eine erkennbar kräftige Entkalkung auf (Tab. 14). Ihre stärkere Verwitterung spiegelt sich zudem in einer deutlichen Tonfreisetzung und erhöhtem Verwitterungsquotienten wider. Tongehalte von bis 31,4% im Ap-Horizont und 14,4 % im unterlagernden grobklastischen Substrat des Ah-Horizontes zeigen eine starke Verwitterung der karbonatischen Komponenten an. Die hohen Fe_d - Werte belegen eine intensive Fe^{III} -Freisetzung, die die bräunliche Farbtönung des Humushorizontes bewirken.

Unter dem A-Horizont ist ein ebenso kräftiger, zweigeteilter Schotteranwitterungshorizont mit leicht erhöhten C-Gehalten, höheren Verwitterungsquotienten und paralleler Kalkeinwaschung und Kalkanreicherung in der Schottermatrix ausgebildet. Auch die Tiefenwirkung der Schotteranwitterung entspricht mit -70 bis -80 cm unter Flur beim Schotteranwitterungshorizont I bzw. -95 bis -100 cm unter Flur beim Schotteranwitterungshorizont II den entsprechenden Horizonten auf der H1-Terrasse.

Im ebenfalls deutlich schräggeschichteten H2-Schotterkörper befinden sich unterhalb des Grundwasserspiegels zahlreiche Rannen, wobei im Gegensatz zur H1-Terrasse, in der bisher kein Eichenholz gefunden wurde, erstmalig zahlreiche Eichenrannen auftreten.

Zwei Hölzer aus der Ksg. Bf Loiching, die im nahtrinnennahen Bereich der H2-Terrasse beim Kiesabbau ausgebaggert wurden, ergaben folgende

^{14}C - Alter:

Hv 14143 - 5995 $\pm$ 105 a. BP

Hv 14146 - 5990 $\pm$ 105 a. BP

Tab. 14 : Bodenprofil "humusreiche Auenrendzina mit ausgeprägtem Schotteranwitterungshorizont auf der H2-Terrasse der Isar"

Ort: Bh Loiching, Profil 3

TK 1 : 25000 : 7340 Dingolfing-West

R 453076 **H** 538932

Aufnahmedatum : 22.3.86

Geländeposition : zentraler H2-Terrassenbereich

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

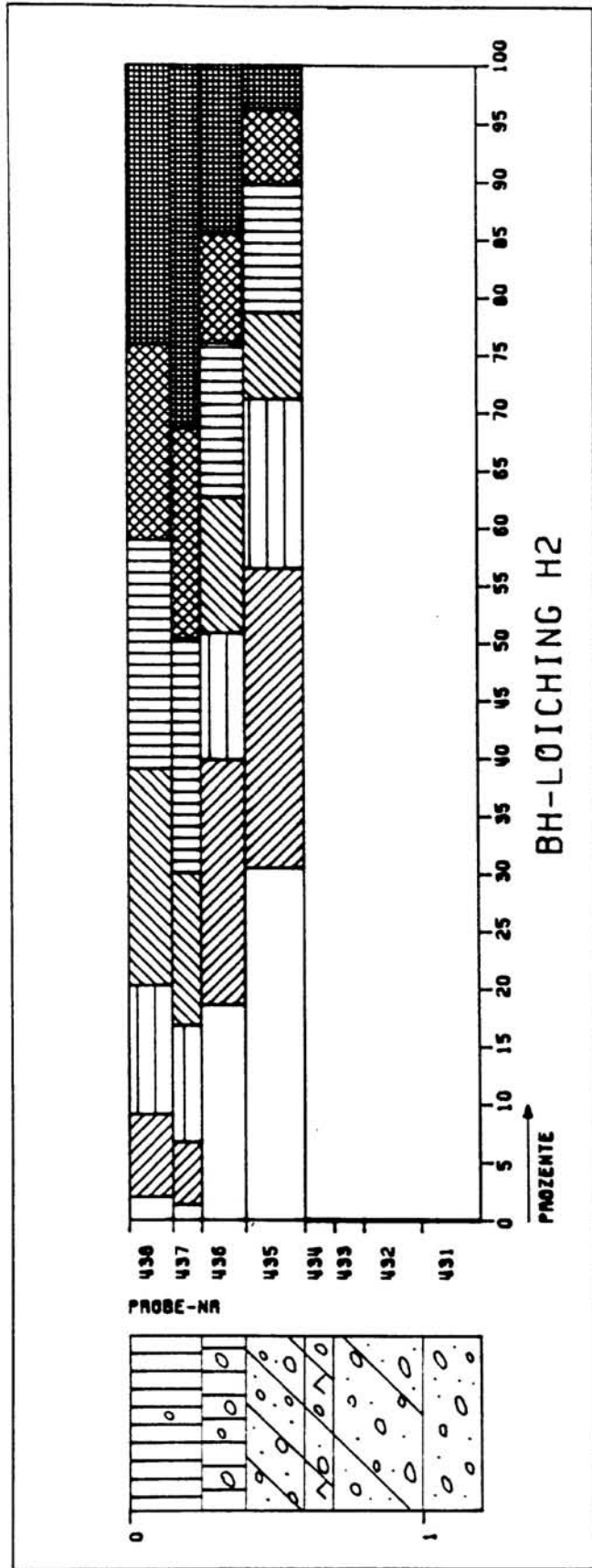
Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	25	Av 438	15	Lehm, u, fs', vereinzelt Fki/Gki, h, k
		Av 437	25	
II Ah ₂	40	Av 436	40	Mittelkies, gki, ms, h, dbrgr, k *
Cv ₁	60	Av 435	60	Grobkies, mki, gs, hbrgr, k *
Ckv ₁	70	Av 434	70	Mittelkies, fki, sehr matrixarm (Skelett-schotter), Kalksinterbildungen an den Schotterunterseiten, hbrgr, k *
				Grobkies, mki, fs, hgr, k **
Cv ₂	80	Av 433	80	
Cv ₂	100	Av 432	100	Mittelkies, fki, sehr matrixarm (Skelett-schotter), hgr, k **
C	> 150	Av 431	120	Mittelkies, fki, ms, vereinzelt Bl (< 10 Ø), großbogig schrägschichtet, hgr, k

* Schotteranwitterungshorizont I

** Schotteranwitterungshorizont II

Analysedaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	Fe _t (%)	Fe _d (%)	Fe _d / Fe _t (%)
Av 438	21,4	4,90	3,5	1,40	40,5
Av 437	32,4	2,72	3,4	1,36	41,7
Av 436	40,8	0,71	1,4	0,5	36,0
Av 435	38,0	0,16	1,0	0,29	29,0
Av 434	60,7	0,12	0,8	0,22	28,6
Av 433	31,7	0,08	0,8	0,22	26,8
Av 432	27,2	0,08	0,8	0,23	27,4
Av 431	17,9	0,04	0,6	0,08	13,1



Sand-Pellit-Diagramm

zur Tab. 14:

Tab. 15: Bodenprofil "humusreiche Auenrendzina mit ausgeprägtem Schotteranwitterungshorizont auf der H2 - Terrasse der Isar"

Ort: aufgelassene Kiesgrube bei Niederaichbach, Profil 1
TK 1 : 25000 : 7339 Ergoldsbach **R** 452266 **H** 538678
Aufnahmedatum: 24.3.86
Geländeposition : zentraler H2 - Terrassenbereich
Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	30	Lehm, u, fs', <u>h</u> , dbr, <u>k</u>
AhCkc	45	Lehm, u, fs', h', schache mm-große Kalkpigmente, dgr, <u>k</u>
II AhCcv	55	Grobkies, fs, l'', h'', dgr, <u>k</u> *
Ccv	80	Mittelkies, fki, gki-führend, gs, hgbgr, <u>k</u> *
Cvc	95	Mittelkies, fki, gs, hgr, <u>k</u> **
C	120	Mittelkies, fki, gs,gki-führend, hgr, <u>k</u>

* Schotteranwitterungshorizont I

** Schotteranwitterungshorizont II

Aus dem im H2-Terrassenbereich gelegenen Kiesgrubenareal der Kiesgrube Mämming wurden mehrere Eichenrannen ausgebagert, von denen nach Priv.Doiz.B.Becker (Universität Hohenheim, Stuttgart; mündl. Mitt.) zwei Eichenrannen folgende Dendrodaten ergaben:

Av 196 - um 4150 v. Chr. bzw. um 5300 a. BP (cal. ^{14}C -Alter nach: LINICH, SUESS & BECKER 1985)

Av 478 - um 4190 v. Chr. bzw. um 5300 a. BP (cal. ^{14}C -Alter nach: LINICH, SUESS & BECKER 1985).

Jünger als die präboreale/boreale H1-Terrasse ist daher die Ausbildung der H2-Terrasse der Isar in das Atlantikum zu stellen.

3.3.2.3. H3 - Terrasse

Als jüngste der höheren Auenterrassen hebt sie sich morphologisch deutlich von den vorgelagerten tieferen und jüngeren Auenterrassen ab und greift gegen die älteren Terrassen mit meist eng geschwungenen Mäanderbögen, die bereichsweise bis an die NT3 reichen. Durch das Absinken ihrer Terrassenoberfläche zur Nahtrinne hin, erscheint sie morphologisch ebenfalls als ein gegenüber den älteren Terrassen deutlich tieferes Terrassenniveau.

Pedologisch unterscheidet sie sich von ihnen durch das Fehlen von Pechanmooren auch in tieferen Rinnenpositionen sowie durch das Fehlen des intensiven Schotteranwitterungshorizontes I.

Von den jüngeren Auenterrassen hebt sie sich sowohl durch ihre außerhalb von Rinnenpositionen geringe Auenmergelbedeckung als auch ihre weit verbreitete Maximalbodenbildung ab: einer dunkelbraunen, humusreichen Auenrendzina mit schwach entwickeltem Schotteranwitterungshorizont (Tab. 16).

Unter einer geringmächtigen Auenmergeldecke, die meist vollständig in den dunkelbraunen A-Horizont einbezogen ist, zeigt der unterlagernde H3-Schotterkörper einen 30 - 50 cm unter Flur reichenden, gelblichgrau getönten Schotteranwitterungshorizont, innerhalb dessen die karbonatischen Gerölle eine schwache, kreidige Verwitterungskruste besitzen. Die glaukonitischen Sandsteine und Mergelsteine sind deutlich bis in 65 cm Tiefe unter Flur, vereinzelt auch bis in 115 cm Tiefe unter Flur mürbe durchverwittert. In seiner Konsistenz ähnelt er dem Schotteranwitterungshorizont II auf den älteren Auenterrassen. Die hellgraue Auskleidung der Schotterbetten in seinem Bereich weist ebenfalls auf eine Karbonatausfällung in der Schottermatrix. Bei skelettschotterstreifigen, hohlraumreichen Lagen direkt unterhalb und innerhalb des Anwitterungshorizontes besitzen Quarze - häufig an ihrer Unterseite - mm-große Kalksinterbildungen.

Tab. 16: Bodenprofil "humusreiche Auenrendzina mit schwach entwickeltem Schotteranwitterungshorizont auf der H3 - Terrasse der Isar"

Ort: Wörth, Profil 2

TK 1 : 25000 : 7340 Dingolfing-West **R** 452570 **H** 538764

Aufnahmedatum : 27.8.84

Geländeposition : zentraler H3-Terrassenbereich

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

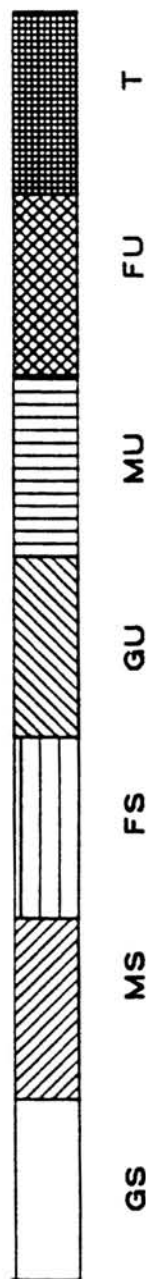
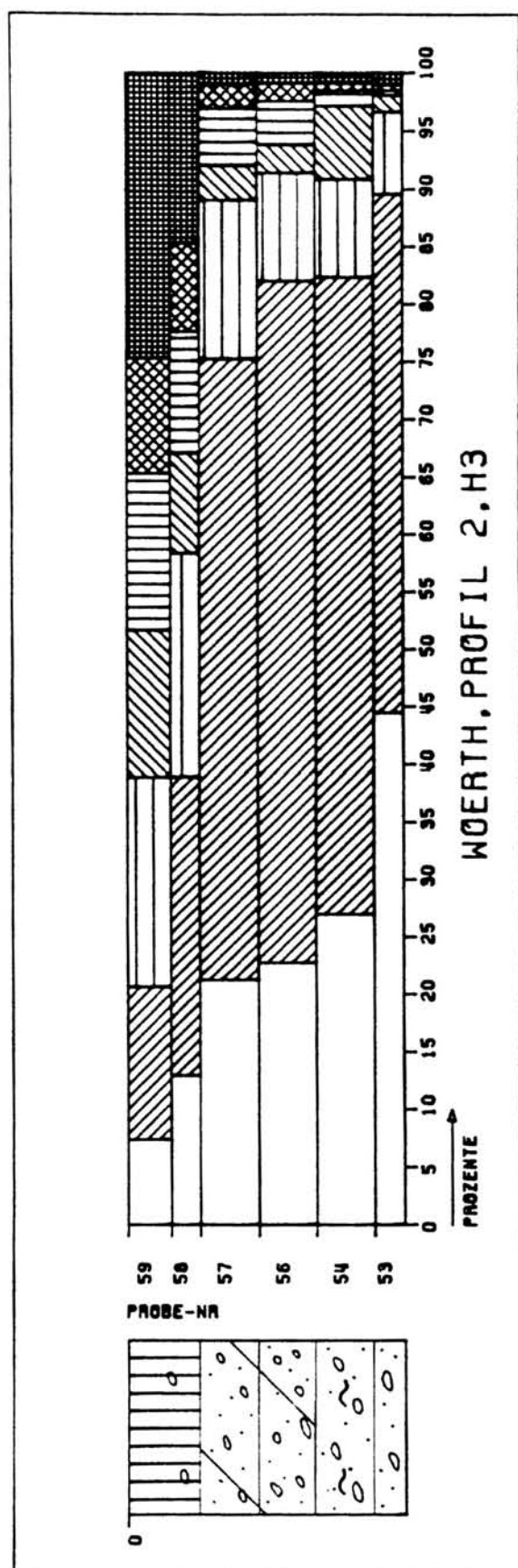
Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	25	Av 59	15	L, u, fs", mki/gki-führend, <u>h</u> , dbr, k'
		Av 58	25	
Ccv	45	Av 57	45	Mittelkies, gki, ms, hbrgr, <u>k</u> **
Cv	65	Av 56	65	Mittelkies, gki, ms, hbrgr, <u>k</u> **
CGo	85	Av 54	85	Grobkies, mki/fki, ms, rostgebändert, <u>k</u>
C	95	Av 53	95	s.o.

> 300 cm unter Flur: großbogig schräggeschichteter H3-Schotterkörper, skelett-schotterstreifig mit zahlreichen fossilen Go-Horizonten

** Schotteranwitterungshorizont II

Analyse-daten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	Fe _t (%)	Fe _d (%)	Fe _d / Fe _t (%)
Av 59	9,3	2,95	1,7	0,39	30,2
Av 58	12,9	1,38	1,1	0,22	24,4
Av 57	18,8	0,14	0,9	0,17	18,5
Av 56	13,4	0,14	0,8	0,13	16,7
Av 54	15,5	0,03	0,7	0,24	35,3
Av 53	16,6	0,03	0,9	0,20	23,3



zur Tab. 16:

Die Analysedaten (Tab. 16) zeigen die für einen Schotteranwitterungshorizont typische schwache Erhöhung der C-Gehalte und einen geringen Anstieg des Verwitterungsquotienten. Deutlich verringerte Karbonatgehalte verbunden mit einer Tonneubildung im Ap-Horizont steht eine leichte Aufkalkung der Schottermatrix im Ccv-Horizont gegenüber. Im Gegensatz zu den dunkelgrauschwarzen Auenrendzinen auf den älteren Auenterrassen besitzen die dunkelbraunen Auenrendzinen der H3-Terrasse deutlich geringere C-Gehalte von knapp 3 % in 0 - 15 cm Tiefe und 1,4 % in 15 - 25 cm Tiefe unter Flur.

Die H3-Terrasse baut sich — ebenso wie die älteren holozänen Terrassen — aus einem großbogig schräggeschichteten, skelettschotterstreifigen, meist mittelsandigen Mki- bis Gki-Lagen auf, die zur Nahtrinne hin einfallen. Auffallend sind ihre zahlreichen Go - Horizonte, die — vorwiegend in den Skelettschotterpartien als rostige Fe- oder schwarze Mn-Ausscheidungen erhalten — bis 80 cm unter Flur hinaufreichen. In der Ksg. Wörth 2 (Beilage 1) erreicht ihr Schotterkörper bis zum heutigen Grundwasserspiegel mehr als 4,2 m Mächtigkeit.

Zur absoluten Altersdatierung der H3 liegen bisher keine dendrochronologischen oder ^{14}C - Datierungen geborgener fossiler Hölzer vor.

Einen wichtigen Altershinweis liefert jedoch der Verlauf der erhaltenen Überreste der römischen Isartalstraße. Ihre nach CHRISTLEIN (1977) als originales Trassenstück erhaltenen Reste sind in den geologischen Karten (Beilage 1, 2) mit eingezeichnet. Innerhalb des Isarengtalbereiches folgt die Römerstraße in weiten Streckenabschnitte der H3-Terrassenstirn, die daher bereits zur Römerzeit außerhalb des Hochflutbettes der Isar lag. Nahe des römischen Trassenstückes bei der "Bäckermühle" nordwestlich von Goben wurden zudem römische Siedlungsstellen entdeckt (Ortsaktensammlung Denkmalpflegeamt Landshut). Da auf allen tiefergelegenen und jüngeren Auenterrassen (s.u.) Relikte der Römerstraße fehlen bzw. wie ihr Verlauf im Raum Lichtensee und insbesondere unterhalb von Mammingerschwaigen anzeigt, sie von ihren Flußlaufverlagerungen ausgeräumt wurde, liefert sie für deren zeitliche Anlage ein römisches bis nachrömisches Maximalalter und weist der H3-Terrasse eine vorrömische Anlage zu.

Bronzezeitliche Funde aus dem innerhalb der H3-Terrasse gelegenen Kiesgrubenareal der Ksg. Mammig-Rosenau von zwei Steinbeilen aus ca. 6 - 8 m Tiefe (freundl. schriftl. Mitt. des Kiesgrubenbesitzers H. Mossandl, Dingolfing), vier Bronzebeilen und ein bronzenes Gußkuchenstück aus ca. 2 - 2,5 m Tiefe (Ortsaktenarchiv Denkmalpflegeamt Landshut; Bayer.Vorgeschichtsblätter 1972, 37: 139) deuten ebenso, wie zwei zusammenpassende Gefäßscherben der Bronze- oder Hallstattzeit, die aus einem ehemaligen Kiesgrubenareal 100 m nördlich der B 11 bei Staunzenöd aus dem Schotterkörper der H3-Terrasse unterhalb des Grundwasserspiegels ausgebaggert wurden (Ortsaktenarchiv Denkmalpflegeamt Landshut), als terminus ab quo mit ihrer Häufung auf

relativ kleinem Raum – wie in der Ksg. Mamming-Rosenau – auf eine siedlungs-zeitlich parallele Einbettung.

Jünger als die atlantische H2-Terrassenausbildung ist daher die H3 in das Subboreal zu stellen.

3.3.3. Die tieferen Auenterrassen

Die tieferen Auenterrassen heben sich durch ihre tiefere Lage im Talgrund, ihre frische Morphologie, ihre meist kräftige Hochflutsedimentüberdeckung und insbesondere durch ihre jungen, wenig entwickelten, braunen bis grauen Kalkauenböden deutlich von den höheren Auenterrassen mit ihren dunkelbraunen bis dunkelgrauschwarzen, bereits stärker terrestrisch geprägten Bodenbildungen ab.

Geologisch betrachtet, beinhalten sie vier eigenständige Terrassenkörper – H4- bis H7-Terrasse –, die im Zeitraum von der Eisen-/Römerzeit bis zur Regulierung der Isar am Ende des 19. Jhrdt. ausgebildet wurden.

Sie nehmen im Engtalbereich in etwa das südliche Taldrittel ein, wobei flächenmäßig die jüngste, subrezente Anschüttung der H7-Terrasse am stärksten und durchgängig vertreten ist, während die H4-Terrasse meist nur noch kleinflächig, in schmalen Streifen oder in zur Talmitte hin ausgreifenden Mäanderbögen erhalten ist.

3.3.1. H4 - Terrasse

Obwohl häufig nur relikthaft und kleinflächig erhalten (Beilage 1, 2), hebt sie sich mit ihrer um Dezimeterbeträge höheren Terrassenoberfläche deutlich von den jüngeren in etwa gleich hohen Terrassenstufen H5 – H7 ab und nimmt so eine morphologisch vermittelnde Stellung zwischen den höheren und den nachfolgenden jüngeren Terrassenstufen ein.

Dies zeigt sich auch in der Verbreitung der Auensedimentbedeckung. Während die höheren, altholozänen Auenterrassen weitflächig nur eine geringmächtige Auensedimentbedeckung aufweisen, dagegen die jüngere H5-, häufig auch die H6-Terrasse von einem mehrere Dezimeter mächtigen Auenmergel überlagert werden, kennzeichnet sie im externen, nahtrinnennahen Bereich eine mehrere Dezimeterbeträge mächtige Auenmergelbedeckung, die zur Terrassenstirn hin ausdünt. Trägt der in der Ksg. Mammig-Rosenau aufgeschlossene externe Terrassenbereich eine 80 – 100 cm mächtige Auenmergelbedeckung, so tritt bereits 150 m weiter südlich – in einer kleinen Hausgrube nahe der B 11 aufgeschlossen – der Terrassenschotter unmittelbar an die Oberfläche.

Auf dem frischen, unverwitterten Schotterkörper ist eine 20 cm mächtige, humose, dunkelgraubraune, stark kalkhaltige Auenrendzina entwickelt. Von den dunkelbraunen bis dunkelgrauschwarzen, humusreichen Auenrendzinen der altholozänen Terrassen unterscheidet sie sich nicht nur in ihrer Bodenfarbe und ihrer sandigen Bodenart, sondern auch durch das Fehlen eines Schotteranwitterungshorizontes.

Demgegenüber zeigt die maximale Bodenentwicklung auf den feinsandigen,

schluffigen Hochflutsedimenten einen deutlich ausgeprägten verbraunten, durchschnittlich 20 cm mächtigen Cv-Horizont mit unscharfer, wellenförmig verlaufender Untergrenze (Tab. 17). Während die unterlagernden Auenmergel eine deutliche Feinschichtung von mm-starken, schluffigen Feinsand- und feinsandigen, schwach lehmigen Schluffbändchen besitzen, ist der Cv-Horizont unstrukturiert und die Schichtung von der Bodendynamik überprägt worden. Durch seine hellbraungelbe Farbe hebt er sich zudem deutlich von dem liegenden, roststreifigen, hellgraugelben Go -Horizont ab. Seine stärkere Verwitterung spiegelt sich in einem höheren Verwitterungsquotienten wider (Tab. 17), wobei innerhalb der Karbonatgehalte keine Abnahme feststellbar ist. Die relativ hohen C-Gehalte von 0,44 % belegen ein intensiveres Bodenleben und eine damit verbundene Einarbeitung humoser Sedimente aus dem überlagernden Ap-Horizont.

Der 30 cm mächtige Ap-Horizont unterscheidet sich in seiner Bodenfarbe mit entsprechend niedrigeren C-Gehalten von 1,69 % in 0 - 15 cm Tiefe unter Flur und einer fehlenden pedogenen Tonfreisetzung markant von den stark humosen, dunkelbraunen bis dunkelgrauschwarzen A-Horizonten der älteren holozänen Terrassen. Die in ihm - verglichen mit den liegenden Auenmergeln - um ca. 10 % niedrigeren Karbonatgehalte deuten bei annähernd identischem Substrat (Tab. 17) auf eine schwache Entkalkung.

Bodentypologisch stellt sie eine schwach verbrauchte Auenpararendzina dar. Gegenüber den kräftig entwickelten, humusreichen Auenrendzinen der H3-Terrasse mit ihrem bis 50 cm mächtigen Schotteranwitterungshorizont II, zeigen beide substratabhängigen Bodenbildungen - schwach verbrauchte Auenpararendzina auf Auenmergeln bzw. dunkelgraubraune Auenrendzina ohne Schotteranwitterungshorizont - eine schwächere Bodenentwicklung und deuten daher auf einen größeren Altersunterschied zwischen beiden Terrassen.

Einen wichtigen Altershinweis zur Ausbildung der H4-Terrasse bildet die römische Isartalstraße, deren Trassenführung nach CHRISTLEIN (1977: 42) um die Mitte des 1. Jhdts. n. Chr. gewählt wurde. Überreste der Römerstraße westlich von Lichtensee und unterhalb von Mammingerschwaigen zeigen in ihrem Verlauf (Beilage 1, 2), daß sie noch von einzelnen H4-Mäanderbögen nachträglich ausgeräumt wurden. Infolgedessen kann die H4-Ausbildung bei der Erstanlage der römischen Trassenführung noch nicht abgeschlossen gewesen sein.

Diese Schlußfolgerung findet durch das ^{14}C - Alter eines Holzes aus ihrem Nahtrinnenbereich - aufgeschlossen in der Ksg. Mammig-Rosenau - weitere Stützung. Die H4-Terrasse, die dort mit einem äußeren Mäanderbogen in das Kiesgrubenareal ca. 30 m hineinreicht, schneidet mit ihrer vergleyten, lehmig-schluffigen und sandstreifigen Rinnenfüllung diskordant den talrandwärts angrenzenden H2-Terrassenschotter. Im Nahtrinnenbereich selbst verzahnen sich die feinklastischen Sedimente der Nahtrinnenfüllung und der großbogig

Tab. 17: Bodenprofil "verbraunte Auenpararendzina auf Auenmergeln der H4-Terrasse der Isar"

Ort: Mamming-Rosenau, Profil 1

TK 1 : 25000 : 7341 Dingolfing-Ost R 454202

H 539168

Aufnahmedatum : 29.3.86

Geländeposition : nahtrinnennaher H4-Terrassenbereich

Nutzung : Wiese

Horizontbeschreibung :

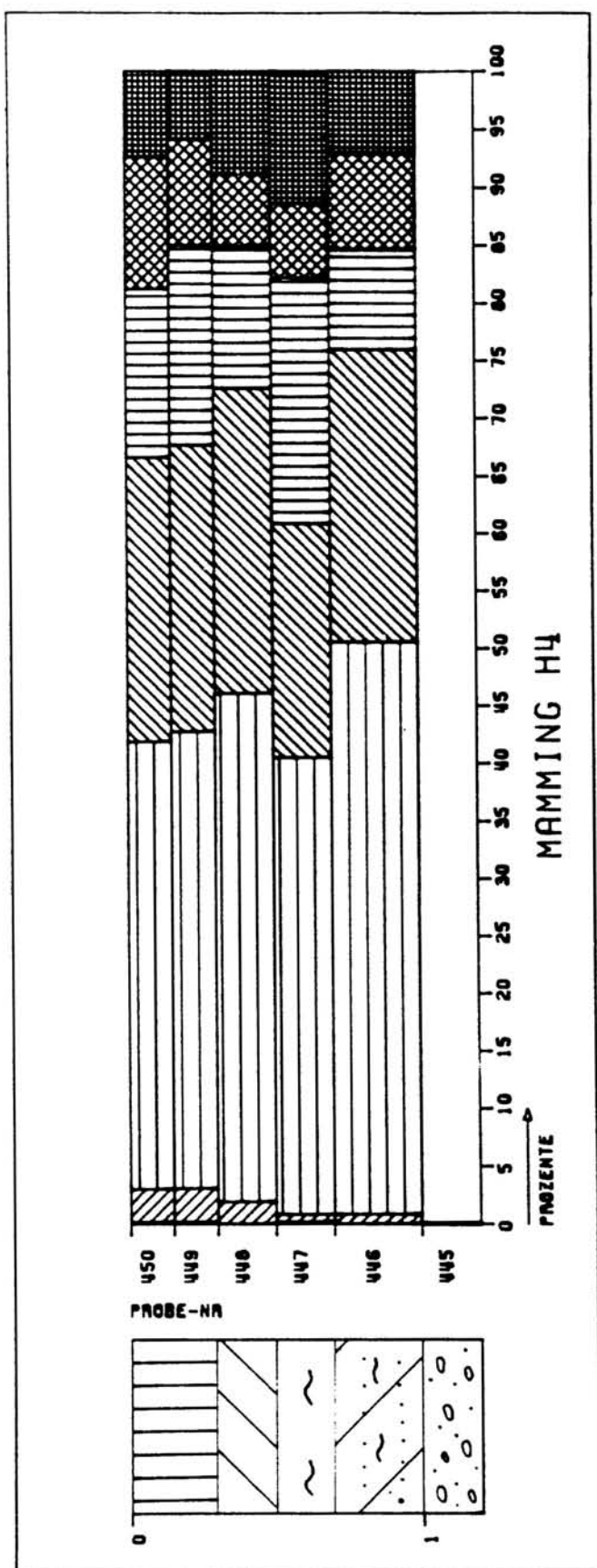
Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ah	30	Av 450	15	Feinsand, u, l', h, br, k
		Av 449	30	s.o.
Cv	50	Av 448	50	Feinsand, u, l', strukturlos, unscharfe
				Untergrenze, hbrgb, k
Go	70	Av 447	70	Feinsand, u, l', zahlreiche rostbr. Fahnen,
				geschichtet, hgrgb, k
Gor	100	Av 446	100	Wechselagerung: Feinsand, u und
				Schluff, fs, hgr mit rostbr. Fahnen, k
II C	120	Av 445	120	Mittelkies, gki, ms, hgr, k

> 280 cm grobbogig schräggeschichteter, skelettschotterstreifiger H4-Schotterkörper

Grundwasserspiegel bei : 270 cm unter Flur

Analysedaten :

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	Fe _t (%)	Fe _d (%)	Fe _d / Fe _t (%)
Av 450	56,4	1,69	1,2	0,28	23,9
Av 449	56,7	1,49	1,1	0,29	26,4
Av 448	68,1	0,44	0,9	0,28	29,5
Av 447	66,5	0,15	0,9	0,21	22,3
Av 446	68,3	0,19	0,9	0,10	11,2
Av 445	31,1	0,06	0,9	0,10	11,2



Sand-Pellt-Diagramm

zur Tab. 17:



einfallenden H4-Kiessschichten. Das Alter des in 1,6 m Tiefe unter Flur nahe der feinklastischen Rinnenfüllung, aber im H4-Terrassenschotter eingelagerten Holzes von 1775 ± 60 a. BP (Hv 13680) bzw. ca. 130 - 375 n. Chr. (kalibriertes Dendroalter nach: STUIVER & BECKER 1986) bestätigt eine annähernd bis zum Ende der römischen Kaiserzeit aktive Terrassenausbildung.

Ein weiteres, im Kiesgrubenareal Mamming-Rosenau aus dem externen H4-Schotterkörper ausgebaggertes Eichenholz ergab ein Dendroalter von ca. 350 v. Chr. (freundl. mündl. Mitt. von Priv. Doz. B. Becker, Universität Hohenheim) und weist auf ihre bereits vorrömische Anlage.

Altersbelege post quem stellen die auf ihr gegründeten Siedlungen (Tab. 4) Wörth (13. Jhdrt.) und Lichtensee (1558) dar sowie die erste urkundliche Erwähnung der Flur "Rinngries" (1580) östlich von Gottfriedingerschwaige.

Jünger als die subboreale Ausbildung der H3- ist die Anlage der H4-Terrasse in die Eisen-/ Römerzeit einzustufen.

3.3.2. H5 - Terrasse

In den kartierten Talabschnitten haben ihre Umlagerungsphasen in weiten Bereichen die H4-Terrasse ausgeräumt, während sie selbst jedoch nur selten von den jüngeren Flußumlagerungen vollständig beseitigt wurde. Weitflächig erhalten, grenzt sie mit einem morphologisch kräftig ausgeprägten Stufenrand gegen die älteren Anschüttungen.

Von der H4-Terrasse unterscheidet sie sich durch ihre stärker von Aurinnen reliefierte Terrassenoberfläche, ihre fast gleichmäßige Auenmergelüberdeckung von durchschnittlich 0,5 - 1,2 m Mächtigkeit und ihrer maximalen Bodenentwicklung einer graubraunen Auenpararendzina (Tab. 18).

Während die verbrauchte Auenpararendzina der H4-Terrasse durch einen deutlich ausgeprägten, meist 20 cm mächtigen Cv-Horizont gekennzeichnet ist, fehlt der geringer humosen (1,2 % C-Gehalt im Ap-Horizont), graubraunen Auenpararendzina ein entsprechend deutlich ausgebildeter Horizont. Unter dem durchschnittlich 30 cm mächtigen Oberboden tritt zwar in morphologisch erhöhten Positionen ein schwach bräunlich gefärbter, ca. 20 cm mächtiger, initialer Verwitterungshorizont auf, aber dieser hebt weder die Feinschichtung der Hochflutsedimente auf, noch zeigt er sich bodenanalytisch im Auftreten eines erhöhten Verwitterungsquotienten. Ein geringer Kohlenstoffanstieg in diesem Horizont weist auf eine leichte Einarbeitung humosen Oberbodenmaterials und deutet eine beginnende, stärker terrestrische Bodenentwicklung an. Der erhöhte Karbonatgehalt im unterlagernden, schwach pseudovergleyten, lehmigen Mergelband kann als Folge des in ihm erhöhten Pelitkorngrößenanteils angesehen werden.

Ihr Terrassenkörper ist derzeit im nordöstlichen Abbaubereich der Ksg.

Tab. 18: Bodenprofil "graubraune Auenpararendzina auf Auenmergeln auf der H5 - Terrasse der Isar"

Ort: Würth Ost, Ksg. "Isarkies", Profil 10

TK 1 : 25000 : 7340 Dingolfing-West **R** 452690 **H** 538798

Aufnahmedatum : 6.12.85

Geländeposition : zentraler Terrassenbereich

Nutzung : Ackerland

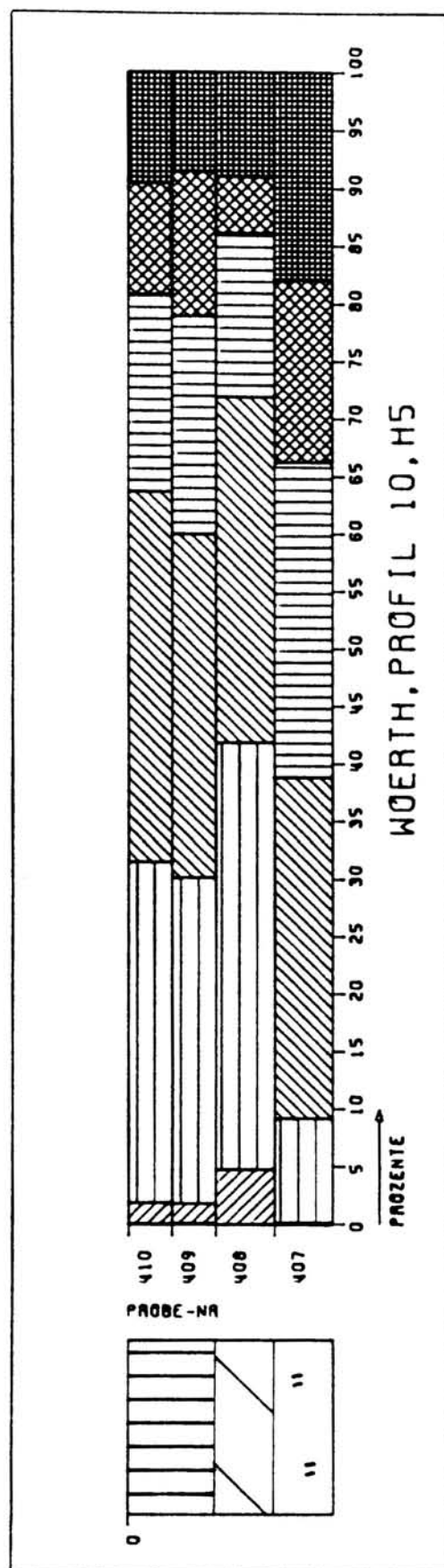
Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	30	Av 410	15	Feinsand, u, l", h, grbr, k
		Av 409	30	s.o.
(Cv)	50	Av 408	50	Feinsand, u, l", schwache initiale Ver- braunung, k
S	85	Av 407	70	L, fs, u, schwach pseudovergleyt, steck- nadelkopfgröße Fe-Mn-Konkretionen, hgr, k
C	90			Mittelsand, fs, hgr, k
Go	110			Feinsand, hgr, an der Basis intensive Go- bänderung, k
II Go	120			Mittelkies, fkl, gs, roststreifig, k
C	170			Mittelkies, fkl, gs, hgr, k

> 220 cm großbogig schrägeschichteter H5-Schotterkörper mit zahlreich eingelagerten subfossilen Hölzern

Analysedaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	Fe _t (%)	Fe _d (%)	Fe _d / Fe _t (%)
Av 410	56,9	1,22	1,1	0,25	22,7
Av 409	56,6	1,16	1,1	0,22	20,4
Av 408	57,7	0,27	1,0	0,25	24,8
Av 407	63,5	0,07	1,3	0,28	22,0



Sand-Pollt-Diagramm

zur Tab. 18:



"Isarkies" östlich von Wörth großflächiger aufgeschlossen. Unter einer vollständigen, meist 60 - 110 cm mächtigen Auenmergelbedeckung baut sich ihre Flußbettfazies aus mehr als 2 m mächtigen, großbogig schräggeschichteten, meist grobsandigen Mittel- bis Grobkies in Wechsellagerung mit Fein- bis Mittelkiesbändern auf. Innerhalb des Schotterkörpers treten häufiger kleine Rannen, Lehmschollen und schwarzbraune, z.T. torfige Humusschollen auf. Keramik und Ziegelreste wurden trotz gezielter Suche bisher nicht gefunden.

Bereits im späten Mittelalter von einzelnen Schwaigen - Gretlsmühle (1428), Dirnau (16.Jhdt.) und Mammingerschwaige (1580) - in den Siedlungsraum einbezogen und jünger als die eisen-/ römerzeitliche H4-Terrasse ist daher die Ausbildung der H5-Terrasse als früh- bis hochmittelalterlich einzustufen. So ergab die dendrochronologische Datierung einer Eichenranne, die als Lesefund beim Kiesabbau des H5-Terrassenschotterkörpers im Kiesgrubenareal östlich von Wörth geborgen werden konnte, ein Alter von um 500 n.Chr. (freundl. mündliche Mitt. von Priv.Doiz.B.Becker, Universität Hohenheim, Stuttgart).

Während eine annähernde Parallelisierung der im Rahmen dieser Arbeit nachgewiesenen holozänen Terrassenstufen mit denen von WEINIG (1972) auf seiner "Geologischen Karte des Isartales zwischen Landshut und Landau" ausgeschiedenen vier Holozänterrassen nicht möglich ist, entspricht HOFMANNs (1973: 79f.) Beschreibung seiner "Lerchenfeld-Stufe" auf Bl. Landshut Ost (GK 1 : 25000, Blatt Nr. 7439) von ihrer Lage im Talgrund, ihrem morphologischen Erscheinungsbild, ihren Deckschichten und ihrer Bodenbildung der vorgestellten H5-Terrasse. Die Möglichkeit, daß die in ihrem pedologischen und morphologischen Erscheinungsbild sehr ähnliche, aber meist nur in kleinen Talbereichen erhaltene H4-Terrasse von HOFMANN(1973) nicht erkannt bzw. mit zur "Lerchenfeld-Stufe" gestellt wurde, ist jedoch nicht auszuschließen. Bezüglich ihrer Alterseinstufung verweist HOFMANN(1973: 79) - neben der mutmaßlichen Parallelisierung mit BRUNNACKERs (1959b) "Lerchenfeld-Stufe" auf einen in 2,5 m Tiefe in ihrem Schotterkörper gefundenen Baumstamm mit einem ^{14}C -Alter von 1505 ± 65 a. BP. Nach STUIVER & BECKER (1986) ergibt dieses ^{14}C -Alter ein dendrochronologisch kalibriertes Alter von 430 - 640 n. Chr..

3.3.3.4. H6 - Terrasse

Selten reichen ihre Mäanderbögen bis an die höheren Auenterrassen. Häufig grenzt sie zum heutigen Flußlauf hin unmittelbar an die H5-Terrasse an.

Bei ihrer gegenseitigen Abgrenzung helfen - neben dem meist deutlich ausge-

prägen Stufenrand - ihre wesentlich intensivere und deutlicher ausgeprägte Aurinnengliederung, das häufige Fehlen einer stärkeren Auenmergelbedeckung und ihre schwach entwickelten Kalkauenböden. Letztere kennzeichnet ein meist 20 cm mächtiger, wenig entwickelter Humushorizont, wobei die Sedimentfarbe als graue Tönung im A-Horizont vorherrscht. Selbst der Ansatz eines Verwitterungshorizontes im Unterboden, wie er z.T. in Hochpositionen auf der H5 auftritt, fehlt ihnen. Kleinräumig treten jedoch auch bräunlich gefärbte M-Horizonte auf und können dadurch dem A-Horizont eine stärkere bräunliche Tönung verleihen und den schwachen bodenfarblichen Unterschied beider Terrassen nahezu beseitigen.

In fast allen Kiesgruben finden sich in ihrem Schotterkörper abgerollte Ziegelbrocken. Keramik wurde bisher allein unterhalb von Landshut in der Ksg. "Lengermühle" südöstlich vom Bhf Altheim gefunden.

In der im Trockenabbau betriebenen Ksg. "Isarkies" am östlichen Ortsausgang von Wörth ist der im Durchschnitt 4,3 - 5,3 m mächtige Terrassenkörper bis zur Basis hin aufgeschlossen. Während er in weiten Bereichen den liegenden, limnisch-fluviatilen Süßwasserschichten des Miozäns aufliegt, wurde im August 1984 eine mehr als 50 m breite Rinne mit einem bis 1,7 m tieferliegenden, älteren Sockelschotter aufgeschlossen.

Der intensiv schräggeschichtete Sockelschotter wurde diskordant von dem in Fließrichtung aufgeschlossenen und daher horizontal geschichteten H6-Terrassenschotter gekappt (Tab. 19).

Der hohe Matrixgehalt (Av 36: 45,8 %) an der Basis des Sockelschotters ist eine Folge der Aufarbeitung der liegenden, graugrünen tertiären Feinsedimente, wodurch ihr ein grünlicher Farbton verliehen wird. Im darüberlagernden, ca. 40 cm mächtigen Horizont folgt ein extrem matrixarmer Schotter - Skelettschotter - mit vereinzelter Blockführung (Ø bis 20 cm) und den innerhalb des Sockelschotters höchsten Prozentgehalten in der Gki- und oMki-Fraktion. Zum Hangenden nimmt dagegen der Matrix und Fki-Gehalt zu, während der Gki-Anteil deutlich zurücktritt. Von der liegenden Aufarbeitungszone abgesehen kennzeichnet seine Korngrößenzusammensetzung insgesamt ein deutliches Maximum in der Mki-Fraktion (48,3 %), gefolgt von einem hohen Fki-Anteil (27,1 %) bei fast fehlender Blockführung.

Diskordant den älteren Sockelschotter schneidend, hebt sich der H6-Terrassenschotter in der Korngrößenzusammensetzung von letzterem durch seine insgesamt wesentlich stärkere Block- und Gki-führung mit deutlich niedrigeren uMki- und Fki-Anteilen ab. Die Diskordanzfläche selbst bildet eine ausgeprägte, grobkiesige Blockschotterlage mit bis zu 25 cm großen Blöcken durchsetzt von braunen Lehm- und dunkelbraunen, z.T. schwarzgrauen Humusschollen. Die ¹⁴C -Datierung eines dieser Blocklage auflagernden Wurzelstockes ergab ein Alter von 5570 ± 60 a. BP (Hv 13677). Er ist ebenso wie die Humusschollen als umgelagert einzustufen. Im vorliegenden Profil über der Blocklage, in

**Tab. 19 : Profil "Schotterkörperaufbau der H6-Terrasse der Isar
mit älterem holozänen Sockelschotter"**

Ort: Kiesgrube Wörth Ost "Isarkies"

TK 1 : 25000 : 7340 Dingolfing West

R 4452714

H 538762

Aufnahmedatum: 21. - 22.7.84

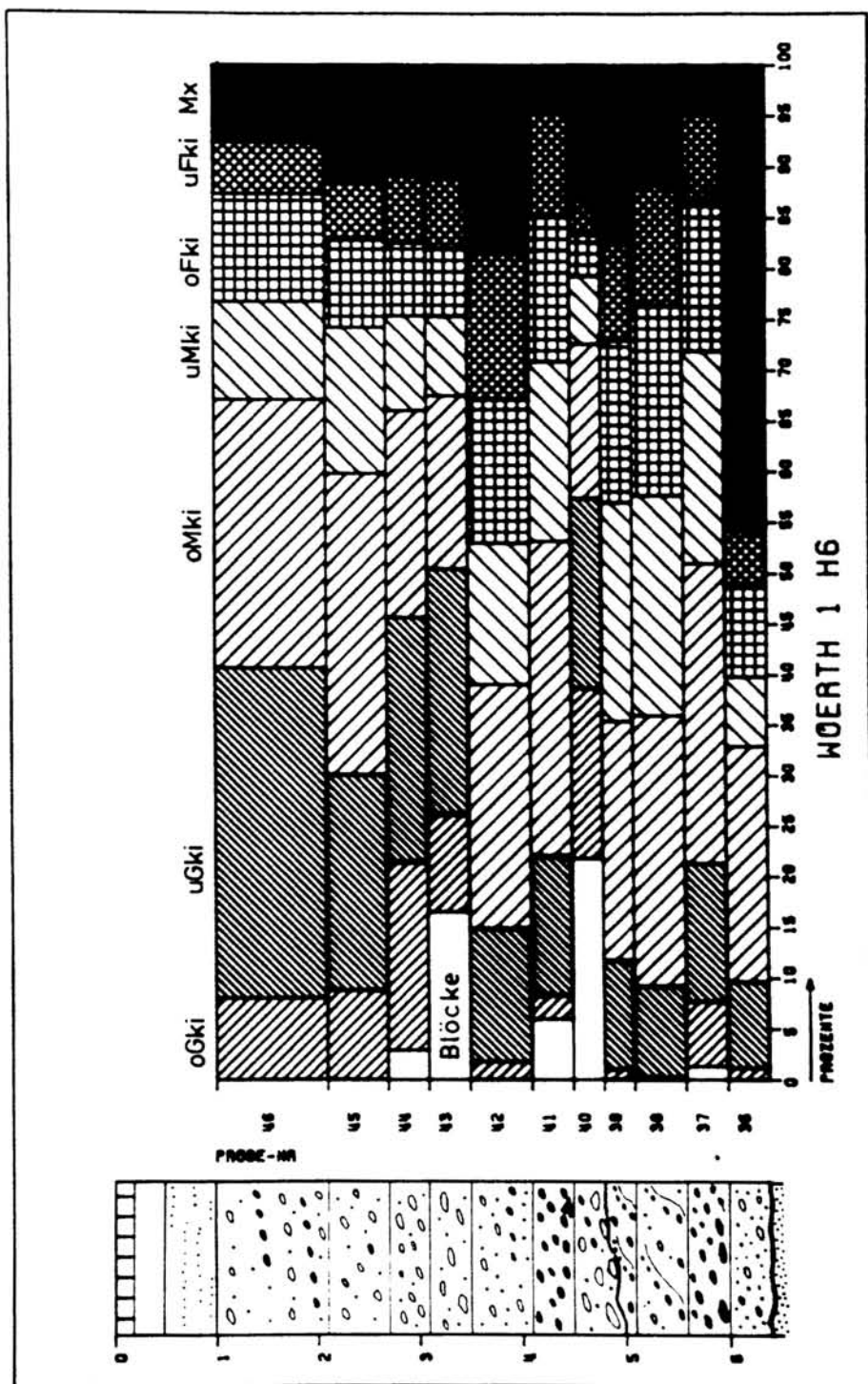
Geländeposition : nahtrinnennaher H6-Terrassenbereich

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	20			Schluff, fs, l, h, hgrbr, k
M	50			Schluff, fs, l, hgrbr, k
SC	100			Feinsand, u, l, cm-starke Bänderung aus Fs, Rost- fahnen, hgr, k Auenfazies
Go	210	Av 46	210	Grobkies, mki, gs', skelett- schotterstreifig, roststreifig, hgr, k H6 - Fluß- bettfazies
C	410	Av 45	270	Mittelkies, gki, gs, hgr, k
		Av 44	310	Grobkies, mki, bl' (max. 17 cm Ø), gs, hgr, k L-Schotter
		Av 43	350	Grobkies, mki, bl (max. 17 cm Ø), gs, k
Go	450	Av 42	410	Mittelkies, fki, gs, hgr, k
		Av 41	450	Mittelkies, fki, sehr matrix- arm, Bl" (max. 17 cm Ø), an der Basis Wuzelstock*, H6 - Basal- fazies
Gr	480	Av 40	480	roststreifig, Blockschotter (max. 25 cm Ø), gki, fs, zahlr. Lehm - und Humusschollen, grünlichgr., k
C	640	Av 39	510	Mittelkies, fki, ms, hgr, k Disk. älterer holozäner L-Schotter
		Av 38	560	Mittelkies, fki, fs, skelett- schotterstreifig, hgr, k
		Av 37	600	Wechselagerung: Mki, fki, matrixarm u. Mki, gki, fs", Bl" (max. 20 cm Ø), hgr, k Basalfazies
		Av36	640	Mittelkies, fki, fs, hgrüngr., k Aufarbeitungs- horizont Disk.
Limnisch-fluviatile Süßwasserschichten				Feinsand, u, hgrüngr., k Miozän

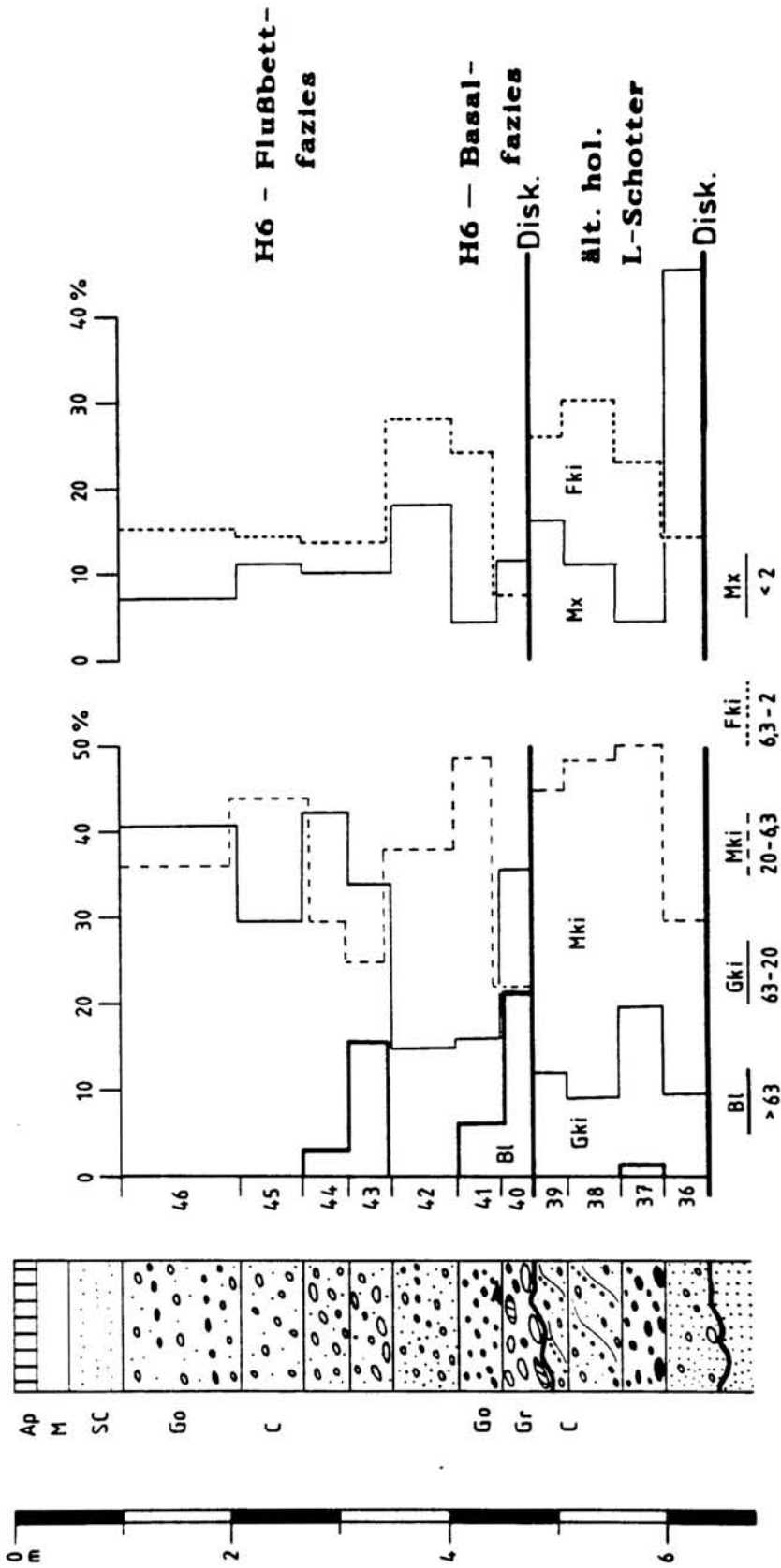
* Wurzelstock: ¹⁴C-Alter von 5570 ± 60 a. BP (Hv 13677)



Schotter-Diagramm

zur Tab. 19:

Tab. 19



anderen Bereichen der Aufschlußwand sich mit ihr verzahnend folgt ein bis 40 cm mächtiger Skelettschotter mit vereinzelt, blockführenden (max. 17 cm Ø) Gki-Lagen. Bei den Einzelkurven der Schotterfraktionierung äußert sich die Diskordanz in einem sprunghaften Anstieg der Fraktionen > 20 mm und einem starken Anstieg des Mki- und Fki-Anteiles. Der Matrixgehalt nimmt ebenfalls ab und erreicht im Skelettschotterhorizont mit 4,6 % sein absolutes Minimum. Zum Hangenden kennzeichnen den H6-Schotterkörper fast konstante Fki-Gehalte um 14,5 %, während der Matrixanteil zu den abschließenden, stärker skelettschotterstreifigen Hangendpartien erneut von ca. 11 % auf < 8 % zurückgeht. In den gröberen Fraktionen tritt häufig ein z.T. mehrfacher Wechsel von blockführenden, mittelkiesigen Gki-, grobkiesigen Mki- und meist geringmächtigen, feinkiesigen Mki-Lagen auf. Im unteren Drittel des H6-Schotterkörperprofils tritt so über einer feinkiesigen Mki-Schotterlage eine ausgeprägte blockführende Grobschotterlage auf, die aber im Gegensatz zur skelettschotterstreifigen Basisblocklage weder in der Aufschlußwand durchhält, sondern auskeilt, noch entsprechend große Blockdurchmesser (max. 17 cm Ø) wie auch keine eigene kräftige Skelettschotterlage aufweist. Zum Hangenden nimmt der Mki-Anteil erneut stark zu. Ein stark skelettschotterstreifiger, mittelkiesiger Gki-Schotter bildet den Abschluß der Flußbettsedimentation. Diese wird von der hier 1 m mächtigen, schluffig-feinsandigen Auenmergelfazies überlagert.

Ein genereller Trend in Form einer zum Hangenden der Flußbettfazies sich abzeichnenden Kornverfeinerung ist weder im vorliegenden Profil festzustellen, noch konnte sie in anderen Aufschlüssen auch älterer holozäner Terrassen der Isar beobachtet werden. Nicht selten treten blockschotterführende Gki-Lagen unmittelbar unter der feinklastischen Auensedimentation auf (s. Tab. 13).

Neben der ^{14}C -Datierung des oben genannten Wurzelstockes ergab die Datierung eines fossilen Eichenholzes, das aus einer innerhalb der H6-Terrassenfläche westlich von Mammingerschwaigen gelegenen, rekultivierten, ehemaligen Kiesgrube als Lesefund geborgen werden konnte, ein ^{14}C -Alter von 1775 ± 50 a. BP (Hv 14254) und ist daher ebenfalls als umgelagertes Holz einzustufen.

Während alle bisher vorliegenden Datierungen von fossilen Holzfunden aus den älteren Terrassen den relativstratigraphisch, vor- und frühgeschichtlich sowie siedlungsgeschichtlich begründeten Altersvorstellungen entsprechen, sind beide Datierungen von Hölzern aus der spätmittelalterlichen/ frühneuzeitlichen H6-Terrasse aufgrund ihres zu hohen Alters als umgelagert einzustufen. Starke rodungsbedingte Auflichtung der natürlichen flußnahen Auwaldvegetation im Spätmittelalter/ Frühe Neuzeit können als Ursache dafür angesehen werden, daß der Anteil umgelagerter Hölzer am gesamten Ranneninventar stark überrepräsentiert erscheint und daher die Wahrscheinlichkeit des Fundes eines

nicht umgelagerten fossilen Holzes wesentlich geringer ist.

Während beide absolut datierten Holzfunde aus der H6-Terrasse bzgl. ihrer Altersstellung keine weiteren Hinweise liefern, liegt von HOFMANN (1973: 80) das ^{14}C -Alter von 310 ± 50 a. BP bzw. 1470 - 1640 n. Chr. (cal. nach STUIVER & BECKER 1986) eines Pappelstumpfes aus der inzwischen rekultivierten Kiesgrube nördlich von Gretlsmühle bei Landshut vor. Da HOFMANNs "Dichtl-Stufe" von ihrer morphologischen Lage im Talgrund, ihren Bodenbildungen und der Führung zahlreicher Ziegelbrocken der H6-Terrasse entspricht, gibt es bzgl. ihrer Altereinstufung einen ersten absoluten Altershinweis.

Einen Altershinweis post quem liefert ein Plan über den Verlauf der Mühlbäche zwischen Wörth und Lichtensee, der 1769 von C. Riedl (BHStA München, Plansammlung 18674 Nr. 6005) aufgenommen wurde. Bereits zu diesem Zeitpunkt hatte die Isar den H6-Mäanderbogen zwischen beiden Orten verlassen, so daß die H6-Terrassenfläche als "Wörder Gmain Au" und "Lichtenseer Wismath" in den landwirtschaftlichen Nutzungsraum beider Gemeinden einbezogen worden war.

Jünger als die Ausbildung der früh-/hochmittelalterlichen H5-Terrasse fällt daher die Ausbildung der H6-Terrasse in den Zeitraum Spätmittelalter/Frühe Neuzeit.

3.3.3.5. H7 - Terrasse

Sie stellt die jüngste, subrezente Terrassenstufe der Isar dar. Von den älteren Ablagerungen mit einer deutlichen Geländestufe abgesetzt, begleitet sie den heute begradigten, mit Hochwasserschutzdämmen und Staustufen versehenen, kanalartigen Isarlauf in durchschnittlich 750 - 1000 m Breite. Sie baut sich aus zwei verschiedenen Teilflächen auf, die - durch eine deutliche Geländestufe getrennt - sich in ihrem morphologischen Erscheinungsbild, ihren Bodenbildungen und ihrer Vegetationsbedeckung unterscheiden:

- einen flußnahen, fast vollständig mit Auwald bestandenen, von zahlreichen Altwasserarmen durchzogenen und von Aurinnen intensiv reliefsierten Bereich und
- einen externen, meist kleinflächig erhaltenen Saum einzelner älterer, großteils ackerbaulich genutzter Mäandergenerationen, die vor allem mit Hilfe morphologischer Kriterien von der H6-Terrasse abgrenzbar sind.

Der flußnahe Bereich umfaßt die jüngste, subrezente Umlagerungszone der Isar. In ihr floß sie — wiederholt ihren Lauf verlegend — mit z.T. weit ausgreifenden Mäanderbögen (Beilage 4, 5) und verzweigten Nebenarmen bis zu ihrer Begradigung und Lauffestlegung, die in den Kartierabschnitten im Zeitraum 1885 - 1905 (nach Akten des WWA Landshut im: StAA Landshut, Rep. 180) durchgeführt wurde.

Daher kennzeichnen ihn zahlreiche Überreste des ehemaligen Flußlaufes und seiner Nebenarme, eine äußerst intensive Aurinnengliederung sowie der kleinräumige Wechsel von grobklastischer Flußbettfazies und feinklastischen Auensedimenten mit bräunlichgrauen, sehr schwach humosen, initialen Bodenbildungen als Auenrohböden.

Über den Aufbau des Schotterkörpers liegt von WEINIG (1972: 16) die Beschreibung eines Uferabbruches am rechten Isarufer unterhalb der Brücke von Dingolfing vor. Der 4,5 m hohe und ca. 20 m lange Uferabbruch zeigte nach ihm einen Schichtwechsel von Mki- und Gki-Lagen mit sandigen Linsen und steinigen (bis 20 cm Ø) Grobschottern, die nach WEINIG insgesamt das Bild einer unruhigen fluviatilen Sedimentation widerspiegeln.

BATSCHKE (1957: Abb. 8) beschreibt in einem Querprofil durch die Baugrube der Staustufe Dingolfing (Flußkilometer 46,3) alte Uferverhaue, die nahe dem heutigen Isarlauf 5 - 10 m tief im Isarkies unmittelbar den liegenden, feinklastischen Süßwasserschichten aufliegen. Ebenso weist WEINIG (1972: 15) auf alte Faschinenverhaue hin, die in den Baugruben der Staustufen Niederaichbach und Dingolfing in einer Tiefe von 4 bzw. 7 m unmittelbar der Tertiärsohle aufliegen.

Vorwiegend zum nördlichen Talboden hin, schließen sich an den flußnahen Bereich ältere Mäandergenerationen an, die sich morphologisch sowohl von den jüngeren Mäandergenerationen der H7- als auch von den nächstälteren der H6-Terrasse durch eine deutliche Geländestufe und durch ihre interne Oberflächengliederung absetzen. Stärker als die H6 von kräftiger ausgebildeten Aurinnen durchzogen, häufig von mehr als 1,2 m mächtigen Auenmergeln mit auflagernder Schotterstreu bedeckt, gleichen sie ihr jedoch bodenkundlich in Form durchschnittlich 20 cm mächtiger, hellbraungraue Auenpararendzinen.

Wie die sich gegenseitig schneidenden Mäanderbögen im Raum Niederaichbach, Wörth — Lichtensee, Gottfriedingerschwaige, Mammingerschwaige zeigen, baut sich dieser Bereich aus mindestens zwei Mäandergenerationen auf.

Die jüngere der beiden Generationen westlich von Lichtensee war kurzfristig vom Kiesabbau der Ksg. "Isarkies" im nahtrinnennahen Bereich zur H6-Terrasse bis zum Grundwasserspiegel aufgeschlossen. In naher Lage zum externen Mäanderbogen, rd. 2 m unter Flur fanden sich in einer sandstreifigen Lage des Schotterkörpers zwei nesterartige Anhäufungen der Flußmuschel "*Dreissena*

polymorpha ". Nach CLESSIN (1877/78: 120; 1884: 623 ff.) ist sie durch den 1846 fertiggestellten Donau-Main-Kanal (Ludwigkanal) vom Rhein über den Main in die Donau gelangt, wo sie erstmalig 1868 bei Regensburg und 1874 bei Deggendorf beobachtet wurde. Interessanterweise weist bereits KILIAN (1836: 15) auf ihr an Schiffen hängendes Auftreten u.a. in der Donau (ohne Ortsangabe) hin. Da die Heimat der Wandermuschel die pontische Region, das Gebiet des Schwarzen und Kaspischen Meeres ist, zudem im ungarischen Donautal schon 1790 genannt wird (nach THIENEMANN 1950: 659), es nach PECHMANN (1922: 75) bereits Mitte des 18. Jhdts. gelungene Versuche gibt, die Isar von ihrer Mündung bis nach München mit Schiffen zu befahren, und die *Dreissena polymorpha* - wenn auch selten - bereits in dem vor 1800 (s.u.) abgelagerten H7-Schotterkörper westlich von Lichtensee auftritt, ist allein ihre frühe Einwanderung aus dem südosteuropäischen Raum vorstellbar. Während sie in den älteren Terrassenkörpern fehlt, belegt ihr Nachweis ein neuzeitliches Ablagerungsalter des Einbettungsmediums.

Die in den Beilagen 4 und 5 dargestellten historischen Flußlaufverlagerungen sowie die Datierung der Paläomäanderbögen in den geologischen Karten (Beilage 1, 2) wurden für die beiden Kartierabschnitte mit Hilfe alter Flurkarten (Denkmalpflegeamt Landshut) entsprechend ihres Aufnahmealters und nach Flußverlaufsplänen des WWA-Landshut (StAA Landshut, Rep. 180) erstellt (Quellenverzeichnis zu den Beilagen 4, 5 im Anhang).

Während im Kreis Landshut (ehemaliger Isarkreis) die erste Flurkartenaufnahme bereits im Zeitraum 1809 - 1814 durchgeführt wurde (AMAN 1908: 10), fand sie im Kreis Dingolfing erst in der zweiten Periode der bayerischen Landesvermessung im Zeitraum 1827 - 1830 statt. Infolgedessen liegt für den Kartierabschnitt unterhalb von Dingolfing eine entsprechend detailgenaue kartographische Erfassung des Isarlaufes erstmalig aus der Zeit um 1830 vor für den Kreis Landshut jedoch bereits aus der Zeit um 1810. Ein Vergleich mit dem von COULON im Jahre 1801 aufgenommenen "Plan der Isar und Isaraunen am linken Ufer von Landshut bis Dingolfing mit Kulturgründen" (BHStAA München, Plansammlung 18674 Nr. 961) ergab, daß der Isarlauf um 1810 - von geringen Veränderungen einzelner Mäanderradien abgesehen - beinahe identisch mit dem von 1801 ist. Da beide Aufnahmen zeitlich gesichert und von verschiedenen Geometern durchgeführt wurden, entspricht daher der in Beilage 4 dargestellte Isarlauf um 1810 - bis auf geringe für die Fragestellung unwesentliche Abweichungen - dem Flußverlauf von 1801.

Mit Hilfe der erfaßten historischen Flußlaufveränderungen seit 1810 bzw. seit 1830 ist es möglich, zahlreiche der im Gelände auskartierten Mäander- außenbögen auf wenige Jahre genau zu datieren (Beilage 1, 2 : eingetragene Jahreszahlen). Es zeigt sich, daß alle erhaltenen Mäanderbögen des flußnahen

Bereiches erst nach 1810 von der Isar ausgebildet worden sind bzw. der H7-Terrassenkörper in diesem flußnahen Bereich im wesentlichen im Zeitraum 1810 - 1905 abgelagert wurde.

Inwieweit innerhalb dieses Zeitraumes Phasen verstärkter oder abgeschwächter Umlagerungstätigkeit stattfanden, kann aufgrund der doch relativ großen Zeitintervalle zwischen den einzelnen Flußlaufsituationen nicht abgelesen werden. Die großen Mäanderbögen bei Niederaichbach zeigen jedoch, daß die Isar im Zeitraum 1810 - 1881 vom Mäanderdurchbruch bis zur Ausbildung eines neuen großen Mäanderbogens annähernd zwischen maximal 30 - 40 Jahre benötigte. Demgegenüber wanderte der große Mäanderbogen, der sich zwischen 1840 bis 1881 unterhalb von Gummering ausgebildet hatte, bis 1899 zwar rund 100 m talabwärts, blieb jedoch bis zu seinem Durchstich im Jahr 1899 ein aktiver Flußbogen.

Zur Altersstellung des flußferneren, externen H7-Terrassenbereiches ist nachweisbar ein Mindestalter von vor 1810 bzw. 1801 (s.o.) anzusetzen. Da dieser Bereich wenigstens zwei Mäandergenerationen umfaßt, ergibt sich bei Zugrundelegung eines Alters von 30 Jahren für die Ausbildung einer Mäandergenerationen der Isar (s.o.) eine geschätzte Erstanlage dieser Terrassenbereiche in etwa um die Mitte des 18. Jhdts., wobei ein um mehrere Jahrzehnte höheres Alter wahrscheinlicher sein dürfte.

Dem entspricht auch die Datierung des H6-Mäanderbogens zwischen Wörth und Lichtensee, der — wie oben dargestellt (Kap. 3.3.3.5.) — 1769 bereits in die Wirtschaftsfläche der beiden angrenzenden Siedlungen einbezogen war.

3.4. Die Talentwicklung seit der vorletzten Kaltzeit

Den Rahmen des jungquartären Isartalgrundes bilden innerhalb weiter Talstrecken des Kastentalbereiches zwischen Landshut und Großköllnbach klastische Lockersedimente der oberen Süßwassermolasse, wobei – talabwärts – unterhalb von Dingolfing zunehmend fluviatile Ablagerungen des älteren Pleistozäns als höhere Talhangterrassen und hochgelegene Hochschotterniveaus in schmalen Leisten relikthaft erhalten sind.

Von den würmzeitlichen Schmelzwässern der Isar fast vollständig ausgeräumt, sind allein am nördlichen Talgrundrand im talabwärtigen Leeschatten des einmündenden Pfettrachtales – im Raum Altdorf - Unterwattenbach – präwürmzeitliche, vermutlich vorletztaltzeitliche (Riß-Kaltzeit) Sedimente als lößbedeckte weitflächige Hochterrassenflur mit vorgelagertem, ebenfalls lößbedeckten Übergangsterrassenzug erhalten. Unbekannt ist, inwieweit präwürmzeitliche Ablagerungen auch im Untergrund des jungquartären Talbodens erhalten sind. Zumindest die spätmittelalterlich/frühneuzeitliche H6-Terrasse lagert entweder in Rinnen eingelagerten älteren holozänen Sockelschottern oder unmittelbar dem präquartären, miozänen Anstehenden auf.

Erst unterhalb von Großköllnbach bilden mit der Öffnung des Isartales zur Beckenlandschaft der Donau – dem Dungau – bis zu ihrer Einmündung in den jungquartären Donautalgrund (Abb. 28) mittelpleistozäne (Hochterrassen und Übergangsterrasse) Ablagerungen von Isar und Donau den nördlichen und alt- bis mittelpleistozäne (Jüngere Deckenschotter, Hochterrassen und Übergangsterrasse) Terrassenbildungen weitgehend als Schüttungen der Donau die südliche Talumrahmung des Isartalgrundes.

Dokumente jungquartärer Talgeschichte der unteren Isar bilden drei würmzeitliche und sieben holozäne Terrassenstufen (Tab. 20), die den durchschnittlich 4,5 km breiten Isartalgrund mit unterschiedlich großen Flächenanteilen aufbauen. Sie lassen sich **geologisch und sedimentologisch** betrachtet zu zwei großen Terrasseneinheiten zusammenfassen:

- a) dem aus drei Einzelterrassen zusammengesetzten, von einem breitbetigten, vielarmigen Isarlauf (braided river) abgelagerten, vertikal aufgehöhten (V-Terrassentyp), ehemals weite Bereiche des Talgrundes einnehmenden würmzeitlichen Niederterrassenkomplex mit der hochglazialen NT1 und den spätglazialen NT2 und NT3. Neben der vertikalen Aufhöhung seiner drei Terrassenkörper beinhaltet er drei ihrer Akkumulation jeweils vorausgehende kräftige Ausräumungsphasen. In deren Verlauf wurden alle älteren Flußablagerungen – zumindest in ihrer morphologischen Erhaltung – im Kastentalbereich fast vollständig und unterhalb von Großköllnbach mit der größeren Breitenausdehnung des Isartalgrundes – unter Ausnahme der nach Nordosten ausgreifenden Hochterrassenfluren – bis auf relativ

schmale Talgrundrandleisten ausgeräumt wurden.

- b) dem aus sieben Einzelterrassen — H1 bis H7 — aufgebauten, mäandergewachsenen, lateral gewachsenen — L-Terrassentyp — holozänen Auenterrassenkomplex. Die Hälfte bis zwei Drittel des jungquartären Isartalgrundes einnehmend begleitet er den am südlichen Talhang angelehnten heutigen begradigten Isarlauf, wobei seine Einzelterrassen zum nördlichen Talhang hin mit zunehmenden Alter — mehr oder minder relikthaft erhalten — in annähernd zonaler, isartalparalleler Anordnung aufeinanderfolgen. Sie stellen innerhalb der jungquartären Talgeschichte der Isar einsetzend mit der präborealen/borealen H1- bis zur neuzeitlichen H7-Terrasse sieben Perioden dar, innerhalb derer Phasen verstärkter und abgeschwächter Umlagerungen des vor ihrer Regulierung in der zweiten Hälfte des 19. Jhdts. in weiten Talstrecken in Haupt- und Nebenarme verzweigten Isarlaufes sieben geologisch, morphologisch und pedologisch voneinander abgesetzte Terrassenkörper geschaffen wurden.

Da die Übergangsterrasse als das jüngste erhaltene, prä-NT1-Akkumulationsrelikt von ihrem Schotterfaziestyp als V-Terrasse unter kaltzeitlichen Klimabedingungen aufgeschüttet wurde und zeitlich aufgrund ihrer bereits mittelwürmzeitlichen, evtl. frühwürmzeitlichen Lößbedeckung vermutlich als vorletzt-kaltzeitliche Terrassenbildung anzusprechen ist (eine sehr frühe würmzeitliche Ausbildung evtl. im Zusammenhang mit einem von verschiedenen Alpenvorlandsbearbeitern angenommenen — u.a. WELTEN 1982: 107f. — kräftigen frühwürmzeitlichen bis ins Alpenvorland reichenden Gletschervorstoß kann jedoch nicht ausgeschlossen werden), die Aufschotterung der ältesten, lößfreien NT1 in Analogie zu den mit den Jungendmoränen verknüpfbaren älteren Schotterflächen der Isar südlich von München bekanntlich als klassische Hauptniederterrasse in das Würmhochglazial zu stellen ist, fällt die der NT1 vorausgehende Ausräumungsphase in den Zeitraum vom Ausgang der vorletzten Kaltzeit bis zum Würmhochglazial, ohne daß Anhaltspunkte für eine genauere zeitliche Fixierung vorliegen.

Beide auf die hochglaziale Aufschotterung der NT1 folgenden spätglazialen Erosions- und Akkumulationsphasen der NT2 und NT3 sind in Analogie zum Münchener Raum, wo die jüngste Niederterrasse "Altstadtstufe" loc. typ. in den Zeitraum Bölling bis ausgehendes Spätglazial zu stellen ist (Kap. 3.3.2.1.), als prä- böllingzeitliche NT2 und bölling- bis jüngere tundrenzeitliche NT3 einzustufen. Die ihrer Akkumulation jeweils vorausgegangenen kräftigen Ausräumungsphasen dürften bei der NT2 mit dem Rückschmelzen der Vorlandsvergletscherung in die Alpentäler und dem dadurch kurzzeitig überaus großen Wasserangebot bzw. bei der NT3 mit der kräftigen böllingzeitlichen Wieder-

erwärmung (hierzu s. Kap. 4.3.1.3.) und dem Rückschmelzen der Alpengletscher auf postglaziale Gletscherstände (hierzu s. Kap. 4.3.1.3.) ursächlich zu verknüpfen sein. Kälterückschläge innerhalb der Ältesten Tundrenzeit – manifestiert in entsprechenden spätglazialen Gletschervorstößen – bewirkten bei der NT2 und insbesondere innerhalb der Jüngeren Tundrenzeit bei der NT3 eine kräftige Aufschotterung im Isartalgrund.

In der morphologischen Verbreitung der erhaltenen Niederterrassenflächen im Kastentalbereich zwischen Landshut und Großköllnbach mit den bereits von der NT2 fast vollständig ausgeräumten NT1-Terrassenflächen, dagegen der in weiten Talbereichen wenn auch lediglich als schmale nördliche Talrandleiste erhaltenen NT2-Terrassenflächen zeigt sich eine flächenmäßig geringer ausgreifende NT3-Erosionsdynamik. Da jedoch aus dem unteren Isartal bisher keine Befunde bzgl. des Basisverhaltens der einzelnen Niederterrassen vorliegen, bleibt die Frage offen, inwieweit es sich hierbei um eine allgemein verringerte NT3-Erosionskraft handelt, oder ob die Einengung der NT3-Schmelzwässer auf einen kleineren Talraum lediglich Ausdruck einer verringerten Seitenerosionsdynamik ist, die evtl. von einer entsprechend größeren Tiefenerosionsleistung und infolgedessen einer entsprechend tieferliegenden Erosionsbasis kompensiert wurde.

Mit Ausgang des Spätglazials findet im Isartal der große flußdynamische Umbruch vom breitbettigen, vertikal akkumulierenden, vielarmigen Flußbett zum schmalbettigen, lateral umlagernden, mäandrierenden, häufiger in Haupt- und Nebenarme verzweigten Isarlauf statt.

Im nachfolgenden, das gesamte Holozän bis zur ihrer Lauffestlegung seit Mitte des 19. Jhdts. umfassenden Zeitraum wurden von der Isar mit der seitlichen Mäanderverlagerung ihres Hauptstromstriches während sieben Perioden mit mehreren Phasen verstärkter und abgeschwächter Hochfluttätigkeit unter zunehmender Einengung ihrer Umlagerungszone zur südlichen Talumrahmung hin sieben eigenständige Terrassenkörper – H1- bis H7-Terrasse – geschaffen. Dabei stehen drei altholozänen Terrassen – H1- bis H3-Terrasse – mit weit zur Talmitte hin ausholenden Mäanderbögen vier subatlantische Terrassenbildungen gegenüber, die auf einen schmalen, 1 - 2 km breiten südlichen Talraum zusammengedrängt und mit höherem Alter zunehmend relikthafter erhalten, den heutigen, begradigten Isarlauf begleiten.

Ihre absolute Alterseinstufung stützt sich als terminus ab quo auf aus ihren jeweiligen Sedimentkörpern geborgene vor- und frühgeschichtliche Flußfunde sowie subfossile Holzfunddatierungen, wobei innerhalb der jungholozänen Terrassenstufen siedlungsgeschichtliche Quellen und historische Karten (H7-Terrasse) als weitere absolute Altershinweise einen terminus post quem bilden (Tab. 20). Auf der Grundlage der vorliegenden Altersbelege ist es zwar möglich, den Gesamtzeitraum der Terrassenbildung, d.h. die Umlagerungsperiode, einzugrenzen, aber es ist keinesfalls möglich, innerhalb der einzelnen

Tab. 20: Stratigraphische Übersicht zur jungquartären Talgeschichte an der unteren Isar

C ¹⁴ -Jahre vor 1950	Kulturen	Terrassen	Bodentypologische Kennzeichen	Altersbelege				
				ab quo	post quem			
0	Subatlantikum	H7	hbrgr Auenparar., Auenrohböden	Mitte 18. Jh. - Regulierung				
		H6	brgr Auenpararendzinen	310 ± 50 a. BP *	vor 1769			
1000		H5	grbr Auenpararendzinen initialer Cv-Horizont	nachrömisch 1505 ± 65 a. BP*	1428 * 1580 * 16. Jh. *			
2000		H4	verbraunte Auenpararendzinen dgrbr Auenrendzinen	1775 ± 60 a. BP 350 v. Chr.	13. Jh. * 1558 * 1580 *			
3000	Subboreal	H3	humusreiche Auenrendzinen mit schwach entwickeltem Schotteranwitterungshorizont II	bronzezeitl. Flußfunde	Römerstraße			
4000								
5000	Atlantikum	H2	humusreiche Auenrendzinen mit ausgeprägtem Schotter- anwitterungshorizont I 1 Pechanmoor	4150 v. Chr. 4190 v. Chr. 5590 ± 105 5595 ± 105 a. BP				
6000								
7000	Meso- lithikum	H1	humusreiche Auenrendzinen Auen-schwarzerden mit ausgeprägtem Schotter- anwitterungshorizont I 2 Pechanmoore	8400 ± 80 9080 ± 90 a. BP				
9000	Präboreal	NT3	humusreiche Auenpararendzinen auf altholz. Hochflutsedimenten 2 Pechanmoore Schotteranwitterungshorizont I kolluv. Braunerden auf Talrand- spülungen	Auslaufen d. spätglaz. Wolfra- tshausener Sees	Hochwasser- rinnen der H1-Terrasse			
10000	J. Tz. Älterd X. Tz. Bölling	NT2	Parabraunerden außerhalb des Engtalbereiches semiterrestr. Bodenbild. infolge hochlieg. Talrand-Grundwasser im Engtalbereich					
12000	Jungpaläolithikum	NT1	Parabraunerden würmlößfrei		spätglaziale Flugsandab- lagerungen			
13000								
18000	Würm Hochglazial							

Terrassenstufen auftretende Phasen verstärkter und abgeschwächter Umlagerungstätigkeit der Isar abzuleiten, wie sie z.B. von BECKER (1982: Abb. 18) – wenn auch im allgemeinen ohne stratigraphische Verknüpfung (mit stratigraphischer Verknüpfung z.B. für den Main von SCHIRMER 1983) – auf der Grundlage einer umfangreichen Rannenstatistik an mehreren mitteleuropäischen Flüssen für das postatlantische Holozän nachgewiesen wurde.

Auf zwei längere Stabilitätszeiten im Isartalgrund mit verringerter Hochflut-tätigkeit und zumindest jahreszeitlich tieferliegendem Talgrundwasserspiegel weisen zwei im Randsenkenbereich der NT3 und im Nahtrinnenbereich der H1-Terrasse auftretende, durch Niedermoortorfe oder Hochflutsedimente getrennte Pechanmoorbildungen hin. Dabei ist die Bodenbildungszeit des älteren Pechanmoores I als nach Aufschotterung der H1- und vor Ausbildung der H3-Terrasse in das ältere Atlantikum einzustufen, und das jüngere Pechanmoor II ist nach Ausbildung der H2- und vor Aufschotterung der H4-Terrasse in das ältere Subboreal zu stellen (Tab. 20).

Die fluviatilen Sedimentkörper der holozänen Terrassen bauen sich – wie innerhalb der H6-Terrasse vollständig aufgeschlossen – aus einer liegenden block- und skelettschotterreichen Basalfazies und einer hangenden großbogig schräggeschichteten, kiesigen Flußbettfazies auf. Den Abschluß bilden – in ihrer unterschiedlichen Mächtigkeit und wechselnden Verbreitung terrassen-spezifische Charakteristika darstellend (s.u.) – vorwiegend sandige bis schluffige Auen-sedimente. Sie wurden nach Verlassen des fluviatilen Akkumulations-niveaus bei der Hochwasserüberformung der Auenoberfläche abgelagert.

Innerhalb von tieferen, flußexponierten Rinnenpositionen treten an deren Basis z.T. auch kiesige Rinnenfüllungen auf, die mit zunehmender Verfüllung in vergleyte, schluffig-sandige Auenmergel übergehen, wobei insbesondere innerhalb der altholozänen Terrassenflächen Stillwassersedimente mit Torfen und Anmooren häufiger den Abschluß der Rinnensedimentation bilden.

Während die jungquartäre Talfüllung des Isartales geologisch-sedimentologisch betrachtet aus zwei großen Terrassenkomplexen – drei würmzeitlichen, vertikal aufgehöhten Niederterrassen einerseits und sieben holozänen L-Terrassen andererseits – aufgebaut ist, bilden sie von ihrem **morphologischen und pedologischen Erscheinungsbild** her drei große Terrasseneinheiten, die oberhalb von Niederpörling infolge ihrer annähernd flußparallelen Anordnung eine N-S-orientierte landschaftliche Zonierung des Isartales hervorrufen:

- a) den hochwasserfreien Niederterrassen im morphologischen Sinne mit der ca. 2 - 2,5 m ü. NT3-Niveau sich erhebenden NT1 und der 1 m ü. NT3 hohen NT2.

Im Engtalbereich von den ihrer Ausbildung nachfolgenden spätglazialen Schmelz-

wässern der NT3 fast vollständig ausgeräumt, überragen sie am nördlichen Isartalgrund oberhalb und unterhalb von Plattling als weitflächige Terrassenfluren das Auenniveau des Isartales und bilden als "Plattlinger Randterrasse" eine eigene naturräumliche Einheit (hierzu s. CZAICA & KLINK 1967). Aufgrund ihrer morphologisch hohen Lage — außerhalb holozäner Hochflutbeeinflussung gelegen und sich ca. 0,7 – 2 m oberhalb des Talgrundwasserspiegels erhebend — konnten sich auf ihren Terrassenoberflächen im Laufe (zur Alterstellung rubefizierter Parabraunerdebildungen: Kap. 4.3.1.1.) des Holozäns als weit verbreitete Maximalbodenbildungen rötlichbraune Schotterparabraunerden entwickeln. Lediglich im Engtalbereich wurde die Bodenentwicklung auf den als schmale nördliche Talrandleiste erhaltenen NT2-Terrassenflächen durch den hochstehenden Talrand-Grundwasserspiegel stark gehemmt. Daher sind dort stärker semiterrestrisch beeinflusste Böden in Form von Niedermooren in Tiefpositionen bis hin zu Auenbraunerden in Hochpositionen ausgebildet.

- b) den im Laufe des Jungholozäns weitgehend hochwasserfreien höheren Auenterrassen mit der weitflächig erhaltenen, sich im Talquerschnitt fast horizontal erstreckenden, spätglazialen NT3 und den drei zum südlichen Talrand hin angrenzenden lateral gewachsenen, mäandergeformten und im Talquerschnitt von den tiefergelegenen Nahtrinnen- zu den zentralen Terrassenbereichen aufsteigenden, altholozänen H1- bis H3-Terrassen.

Da die NT3 und H1-Terrasse ein in etwa gleich hohes fluviatiles Aufschüttungsniveau einnehmen, wird die NT3 weitflächig von H1-zeitlichen, d.h. präborealen/borealen Hochflutsedimenten überdeckt.

H1- bis H3-Terrasse nehmen dagegen jeweils um Dezimeterbeträge tieferliegende Oberflächenniveaus ein. In weiten Terrassenbereichen nicht nur außerhalb der jungholozänen Hochflutsedimentation gelegen, sondern auch von der ihrer Ausbildung jeweils nachfolgenden altholozänen Hochwasserüberformung und ihren Auensedimentablagerungen nur geringfügig erfaßt, bildet ihr jeweiliges fluviatiles Aufschüttungsniveau als kiesige Flußbettfazies mit allgemein geringfügiger Auenmergelbedeckung unmittelbar das heutige Oberflächenniveau.

Die alle höheren Auenterrassen kennzeichnenden hohen Humusgehalte der Auenpararendzinen bzw. Auenrendzinen sind als Folge eines durch langanhaltend hochstehenden Grundwasserspiegels bei hohen Karbonatgehalten im Ausgangssubstrat bedingten stark verringerten Humusabbaues anzusehen. Dabei stellen die auf der NT3 und H1-Terrasse weit verbreiteten, auf der H2-Terrasse zumindest im Nahtrinnenbereich erhaltenen Pechanmoore — einschließlich der auf der H1-Terrasse auftretenden, genetisch verwandten Auenschwarz-erden — Reliktböden atlantischer und subborealer Bodenentwicklung dar. Die innerhalb von vermoorten Rinnenpositionen auf der NT3 und H1-Terrasse auftretenden, das Niedermoorwachstum unterbrechenden beiden Pechanmoorbildungen weisen zudem auf zwei Hauptakzentuierungen ihrer Bodenausbildung

bei kräftig verringerter Hochfluttätigkeit und zumindest jahreszeitlich tieferliegendem Grundwasserspiegel im älteren Atlantikum und im älteren Subboreal hin.

Erst das mit Rückzug der Isar auf das tiefere jungholozäne Auenterrassenniveau im Bereich der altholozänen Terrassen erfolgte Absinken des Talgrundwasserspiegels ermöglichte dort eine stärker terrestrisch geprägte Auenbodenentwicklung. Sie führte bis heute – neben Kalkauswaschung, Humusabbau und beginnender Verbraunung im humosen Oberboden – auf den beiden älteren H1- und H2-Terrassen zur Ausbildung eines kräftig ausgeprägten Schotteranwitterungshorizontes I, sowie auf der jüngeren subborealen H3-Terrasse zur Ausbildung eines schwach entwickelten Schotteranwitterungshorizontes II. Infolge der bis heute hohen Lage des Grundwasserspiegels innerhalb weiterer Bereiche der NT3-Terrassenflächen bilden dort humusreiche Auenpararendzinen meist mit liegendem Pechanmoorsaum auf vergleyten präborealen/borealen Hochflutsedimenten die maximale Bodenentwicklung. Der im Liegenden der Hochflutsedimente häufig ausgebildete, durchschnittlich 2 dm mächtige Schotteranwitterungshorizont stellt weitgehend eine in kurzem Zeitraum parallel zur Hochwasserüberformung stattfindende Verwitterungsbildung des Präboreals/Boreals dar.

- c) den bis zur jüngsten Isarregulierung mit dem Bau von Hochwasserschutzdämmen und Staustufen selbst in ihren höchstgelegenen Terrassenbereichen im extremen Hochwasserüberflutungsbereich gelegenen, jungholozänen tieferen Auenterrassenstufen – H4- bis H7-Terrasse –, die den begradigten, am südlichen Talrand angelegten Isarlauf in ca. 1 – 2 km Breite begleiten.

Neben ihrer flußnahen, morphologisch tieferen Lage im Talgrund und ihren dadurch bedingten, ehemals – vor der Kanalisierung der Isar im 20. Jhdrt. – episodischen (H4-Terrasse), periodischen (H5-, H6-Terrasse) bis annuellen (H7-Terrasse) Hochwasserüberformungen ihrer Oberflächen heben sie sich von den älteren Terrassen durch ihre frische Morphologie mit zahlreichen, gut erhaltenen Aurinnen bis hin zu Altwasserarmen ehemaliger Flußläufe innerhalb der H7-Terrassenflächen deutlich ab. Seit ihrer Ausbildung im Hochwasserüberflutungsbereich der Isar gelegen bilden meist flächenhaft verbreitete, mächtige feinklastische Hochflutsedimente die heutige Terrassenoberfläche. Dabei weisen die am höchsten sich erhebenden H4-Terrassenflächen häufig eine geringe bis fehlende Überdeckung auf. Sie erreicht innerhalb der H5-Terrassenflächen ihr Maximum, um mit der abnehmenden, die Terrassenoberfläche überprägenden Anzahl an Hochwasserereignissen zu den beiden jüngsten, spätmittelalterlich-neuzeitlichen Terrassenbildungen hin sowohl in ihrer flächenhaften Ausbreitung als auch ihrer durchschnittlichen Mächtigkeit wiederum abzunehmen.

Ihre Terrassenbasen liegen zumindest bei der H6- und H7-Terrasse – soweit

aufgeschlossen bzw. aus Veröffentlichungen bekannt – in weiten Bereichen unmittelbar dem präquartären Sohlgestein auf.

Entsprechend dem jungen Bildungsalter dieser flußnahen Zone der jüngeren Auenterrassen seit der Eisen-Römerzeit reicht auf ihren Terrassenoberflächen die maximale Bodenentwicklung lediglich zur Ausbildung schwach entwickelter brauner bis grauer Kalkauenböden. Mit zunehmenden Terrassenalter finden sich dabei auf den jüngsten Isaranlandungen des 19. Jhdts. lediglich graue Auenrohböden, auf der spätmittelalterlichen H6-Terrasse weitgehend durch die Sedimentfarbe geprägte braungraue Auenpararendzinen, die mit ihren unterschiedlich langen Verwitterungsbeeinflussung im Unterbodenhorizont als autochthone Verbraunung auf der früh- bis hochmittelalterlichen H5-Terrasse z.T. initale und auf der eisen-/römerzeitlichen H4-Terrasse deutlich ausgeprägte Verbraunungshorizonte – Cv-Horizonte – besitzen.

4. Jungquartäre Talgeschichte an der Donau im Raum Regensburg – Straubing – Bogen

Während die jungpleistozänen Terrassenstufen der Donau oberhalb der Isarmündung insbesondere im Raum Regensburg – Pfatter durch zahlreiche Kiesgruben aufgeschlossen sind, fehlen innerhalb der holozänen Stufen – aufgrund ihrer mächtigen Auelehmbedeckung – entsprechende Aufschlüsse. Da zudem eine sichere bodentypologische Abgrenzung der holozänen Terrassen häufig nur begrenzt möglich ist, wurden zu ihrer Gliederung und Alterseinstufung zwei räumlich bewußt stärker ausgedehnte Kartierungen im Raum Regensburg – Pfatter (Beilage 7, 12) mit der Anbindung an die jungpleistozäne Terrassengliederung und im Raum Straubing – Bogen (Beilage 13) durchgeführt. Deren räumliche Lage orientierte sich vor allem an zwei Aspekten:

- a) an der Möglichkeit der Erfassung aller vorhandenen holozänen Auenstufen innerhalb eines Talquerschnittes, um die Gesamtanzahl der Terrassen und ihre relative morphologisch-stratigraphische Altersdatierung abzusichern.
- b) an dem Vorliegen entsprechender siedlungsgeschichtlicher oder vor- und frühgeschichtlicher Altershinweise, um absolute Altersdatierungen für einzelne Terrassenstufen zu erhalten.

4.1. Geologischer Rahmen

Mit dem Abtauchen der jurassisch-kretazischen Schichten der südlichen Frankenalb unter die tertiären Lockersedimente des Molassetroges öffnet sich unterhalb von Regensburg das Donautal zum Dungau bzw. Straubinger Becken. Unterhalb von Tegernheim folgt das Tal der geologischen Nahtstelle zwischen dem tertiären Molassebecken im Südwesten und dem moldanubischen Grundgebirge des Vorderen Bayerischen Waldes im Nordosten. Beide geologischen Groseinheiten sind durch eine kräftige, herzynisch streichende Bruchzone dem Donaurandbruch gegeneinander abgesetzt. Er bildet eine steil einfallende, bereichsweise staffelbruchartige Störungszone mit häufig parallel laufenden oder spitzwinkelig abzweigenden Störungen (vgl. HOMILIUS et al. 1983: 58; Beilage 11, Schnitt D – F). Wie die Ausbildung der Talquartärbasis in den bearbeiteten, meist flachgründigen Kernbohrungen (Beilage 7) unter Einbeziehung der geologischen Talquerschnittsprofile von HOMILIUS et al. (1983) zeigt, ist die Hauptverwerfung im Bereich Tegernheim – Bogen vermutlich nur wenige hundert Meter dem sichtbaren, über hundert Meter hohen Steilanstieg des Vorderen Bayerischen Waldes vorgelagert.

Im Burdigal führte eine kräftige Heraushebung des Vorderen Bayerischen

Waldes südlich des Donaurandbruches und unterhalb von Tegernheim zur Ausbildung einer stark absinkenden, ca. 8 - 10 km breiten Randsenke. Ihre bis weit ins Obermiozän andauernde, vorwiegend im Hangenden tonig-mergelige, braunkohlenführende Verfüllung (Tab. 3a) verzahnt sich nach Südwesten mit den stark kiesig-sandigen Schichten der alpinen Vorlandsmolasse. Der Verzahnungsbereich verläuft nach HOMILIUS et al. (1983: 21) in etwa im Bereich der südlichen Talumrahmung mit dem Anstieg zum Niederbayerischen Hügelland. Nach Nordwesten greift das feinklastische, limnisch-fluviatile Braunkohlentertiär bereichsweise über die Störung hinweg, setzt sich entlang alter Entwässerungslinien buchtförmig bis weit in den Bayerischen Wald fort (z. B. Steinacher und Hunderdorfer Tertiärbucht), wo es durch postsedimentäre Bewegungen am Donaurandbruch – vermutlich an der Wende Torton/Sarmat (nach TILLMANN 1964; BAUBERGER et al. 1969) – über die Donauebene emporgehoben wurde.

Im Bereich südlich des Donaurandbruches und östlich der Linie Tegernheim – Niedertraubling bilden somit – von vereinzelt auftretenden, kleinräumigen, störungsnahen Kreidehorsten (z. B. westlich von Pfatter, Beilage 7; Beilage 11, Schnitt F) und dem abgescherten, isolierten Vorkommen von Weißjura bei Münster abgesehen – die vorwiegend tonig-mergeligen, braunkohleführenden Ablagerungen des mittleren bis oberen Miozäns das Liegende der quartären Talfüllung.

In der schmalen Zone zwischen Donaurandbruch und Steilanstieg des Vorderen Bayerischen Waldes lagert dagegen das Donauquartär im wesentlichen auf kristallinen Gesteinen – vor allem Mylonite, Gneise, Granite –, wobei bereichsweise das feinklastische Tertiärmaterial über die Störung hinweggreift und sich bei Steinach und Hunderdorf buchtförmig in den Vorderen Bayerischen Wald fortsetzt.

Während im Zentrum der Absenkungen im Raum nördlich von Straubing die miozäne Verfüllung bis zu 700 Meter Mächtigkeit erreicht, nimmt sie entsprechend dem Auftauchen der mesozoischen Basis zum nordwestlichen Randbereich der Tertiärsenke unter Auskeilen der liegenden marinen, untermiozänen Verfüllung auf 50 Meter Mächtigkeit in der Bohrung Barbing (Bl. Donaustauf, Nr. 77, Anh.) ab (vgl. BAYBERGER & TROLL 1968: 20; TILLMANN 1964: 208ff.). Westlich der Linie Tegernheim – Niedertraubling setzt sie sich in den feinklastischen, braunkohleführenden Rinnenfüllungen des miozänen Urnaabsystems fort (Abb. u. Beschr. u. a. bei: KLÜPFEL 1923/24; TILLMANN 1964: 195ff.; BAYBERGER et al. 1969: 136ff.; SCHMIDT-KALER 1981: 80f.).

Zwischen dem nördlichen Rand der Donauaue bei Tegernheim und der südwestlichen, aus Ablagerungen der Kreide mit diskordant auflagernden obermiozänen Feldspatsanden aufgebauten Talumrahmung bei Obertraubling bildet es ebenfalls in weiten Bereichen das Liegende des Donauquartärs (Beilage 7). Lediglich im Randbereich des ehemaligen miozänen Haupttalzuges südlich Harting sowie

zwischen Donaurandbruch und Regensburg Osthafen unterlagern graugrüne bis gelbgraue Sandsteine (nach Bohrberichten) bzw. grobkörnige, grünlichgraue bis graugrüne, glaukonitführende Kalksandsteine (nach eigenen Beob. im BMW-Neubau südlich Harting, s. u.) die fluviatilen Quartärablagerungen. In Anlehnung an die geologischen Kartierungen von OSCHMANN (1958) auf Blatt Abbach und BAYBERGER et al. (1969) auf Blatt Regensburg handelt es sich bei ihnen um den oberturonen "Großberger Sandstein".

Nördlich des Donaurandbruches und westlich der eggisch streichenden, das Grundgebirge nach Westen begrenzenden Keilbergstörung bilden zwischen Schwabelweis und Tegernheim Malmkalksteine die nördliche Talumrahmung (Oberpfälzer Bruchschollenrand) und unterlagern die in diesem Raum erhaltene spätglaziale NT3 der Donau.

Mit der flächenhaften Ausbreitung der aus dem Bayerischen Wald nach Südwesten geschütteten, fluviatilen Feldspatsande endete die Molassesedimentation. Im Zuge einer allgemeinen Heraushebung Süddeutschlands kehrte sich an der Wende Pannon/Pont (neue Gliederung!) die Entwässerungsrichtung im Molassebecken um und es entwickelte sich das nach Südosten zum Pannon-Becken hin orientierte Flußsystem der Donau (u. a.: TILLMANNS 1984: 159ff.; 1977: 99ff.; MACKENBACH 1984: 139ff.).

Älteste Donauablagerungen stellen die im Kelheim – Regensburger Raum u. a. von OSCHMANN (1958: 144ff.), RUTTE (1962: 161ff.), BAYBERGER et al. (1969: 172ff.), TILLMANNS (1977: 89ff.) und WEBER (1978: 216ff.) beschriebenen **Höhenhofer Schotter** und verwandte **Hochschottervorkommen** dar, deren Geröllkomponente sowohl eine Zulieferung aus dem Moldanubikum (u. a. Lydite) als auch aus dem Alpenraum (Radiolarite) belegen. In ihrer Höhenlage mit einer Unterkante zwischen 45 bis 120 Meter ü. Tal liegen sie tiefer als die höchsten obermiozänen Feldspatsandvorkommen (Tab. 3b). Während BAYBERGER et al. (1969: 177ff.) im Regensburger Raum drei übereinanderliegende Schotterfluren in 120 – 110 m, 80 – 70 m und 60 – 55 m ü. Tal untergliederten, folgt TILLMANNS (1977: 95f.) der Auffassung von OSCHMANN (1958: 148) und STÜCKL (1976: 114f.) einer nachträglichen tektonischen Verstellung der Schotterfluren und vermutet ein ursprüngliches Ablagerungsniveau zwischen 70 – 100 m ü. Tal.

Von den deutlich tiefer liegenden, pleistozänen Vollschootern der Donau unterscheiden sie sich durch das Fehlen von Kalken und kalkführenden Geröllen (vgl. BAYBERGER et al. 1969: 177, 186ff.). Ihre zeitliche Stellung ergibt sich nach TILLMANNS (1984: 156ff; 1980: 200 ff.; 1977: 95ff.) aus der Verbindung entsprechender Donauakkumulationen über das Altmühl-Donautal zur Schwäbischen Donau und den fluvioglazialen Schottern der Iller-Lech-Platte. Dort liegt die Basis des ältestpleistozänen, biberkaltzeitlich eingestuftes Hochschotters ca. 70 m, die des älter als die Matuyama/Brunhes – Grenze, wahr-

scheinlich älter als der Jaramillo-Event einzustufenden Unteren Deckenschotter (MÜNZING & AKTAS 1987; TILLMANNS et al. 1986) ca. 45 m über der Donautalaue.

Als Altersbegrenzung ergibt sich daher ein Bildungszeitraum nach Ablagerung der Feldspatsande, d.h. vom ausgehenden Miozän (neue Gliederung!) bis ins älteste Pleistozän vor der M/B - Grenze, eher vor dem Jaramillo-Event.

Zwischen den Hochschotterfluren der Randhöhen und den den Talgrund begleitenden tieferen Talhangterrassen (Kap. 4.2.) erstrecken sich unterhalb von Regensburg nach Kartierungen von BRUNNACKER (1956), LEGER (1965), WEINIG (1980) sowie HOMILIUS et al. (1983) zwei deutlich ausgebildete, lößbedeckte **höhere Talhangterrassenflächen** in ca. 40 m und ca. 25 m Höhe über dem Auenniveau bzw. ca. 35 m und ca. 20 m über der NT1 der Donau. Während das 40m-Terrassenniveau lediglich südöstlich von Köfering als gegen das südliche Tertiärhügelland vorspringende Verebnung, die durch den Langenerlanger Bach zertalt wird, erhalten ist, setzt das 25m-Terrassenniveau bei Köfering als schmale Terrassenleiste ein und bildet im Raum Straubing eine ca. 5 km breite Ebene (Abb. 6).

Nach BRUNNACKER (1956: 14; 1964 a: 154) und LEGER (1965: 159f.) finden sich in den Deckschichten der 25m-Terrasse bei Köfering zwei fossile interglaziale Parabraunerden, womit ihre Aufschotterung mindestens in die drittletzte Kaltzeit zu stellen ist. Während BRUNNACKER (1957) auf Blatt Straßkirchen die 25m-Terrasse als drittletzt-kaltzeitliche, altribzeitliche "Ältere Hochterrasse" bezeichnet, revidiert er 1964a (152ff.) seine stratigraphische Bezeichnung im PENCK'schen Sinne zu "mindeleiszeitlich". LEGER (1965), WEINIG (1980) sowie HOMILIUS et al. (1983) bezeichnen sie als "Jüngerer Deckenschotter" und die 40m-Terrasse als "Deckenschotter (ungegliedert)" bzw. als "Alt- und Ältestpleistozän (ungegliedert)".

Die Schottermächtigkeiten des Jüngerer Deckenschotter - 25m-Terrasse - sind nach HOMILIUS et al. (1983: 60) nur unzureichend bekannt. Nach ihren geoelektrischen Sondierungen liegt die tiefste Schotterbasis der 40m-Terrasse - Ä. D.Sch. - (Tab. 21, Profil 2) im Raum Köfering rd. 8 - 11 m ü. MW der Donau und ihre höchste Schotteroberkante bei 22 - 24 m ü. MW. Während die 25m-Terrasse unterhalb der Kleinen Laaber (Tab. 21, Profil 8, 9) eine in etwa ebenso hohe Lage der Schotterbasis mit Schwankungen zwischen 7 - 11,5 m ü. MW und einer generell niedrigeren, maximalen Schotteroberkante zwischen 19,5 - 23,5 m ü. MW aufweist, liegt ihre Schotterbasis im Raum oberhalb der Kleinen Laaber (Tab. 21, Profil 2, 5) bei in etwa unveränderter, maximaler Schotteroberkantenerhebung (19 - 21,5 m ü. MW) im flußwärtigen Bereich des geoelektrischen Profils östlich von Mötzing (HOMILIUS et al. 1983: Tafel 9, Profil 5; s. Tab. 21, Profil 5) und bei Moosham (Tab. 21, Profil 2) trotz gleicher Ausbildung des Sohlgesteines deutlich tiefer bei 4 - 5,5 m ü. MW.

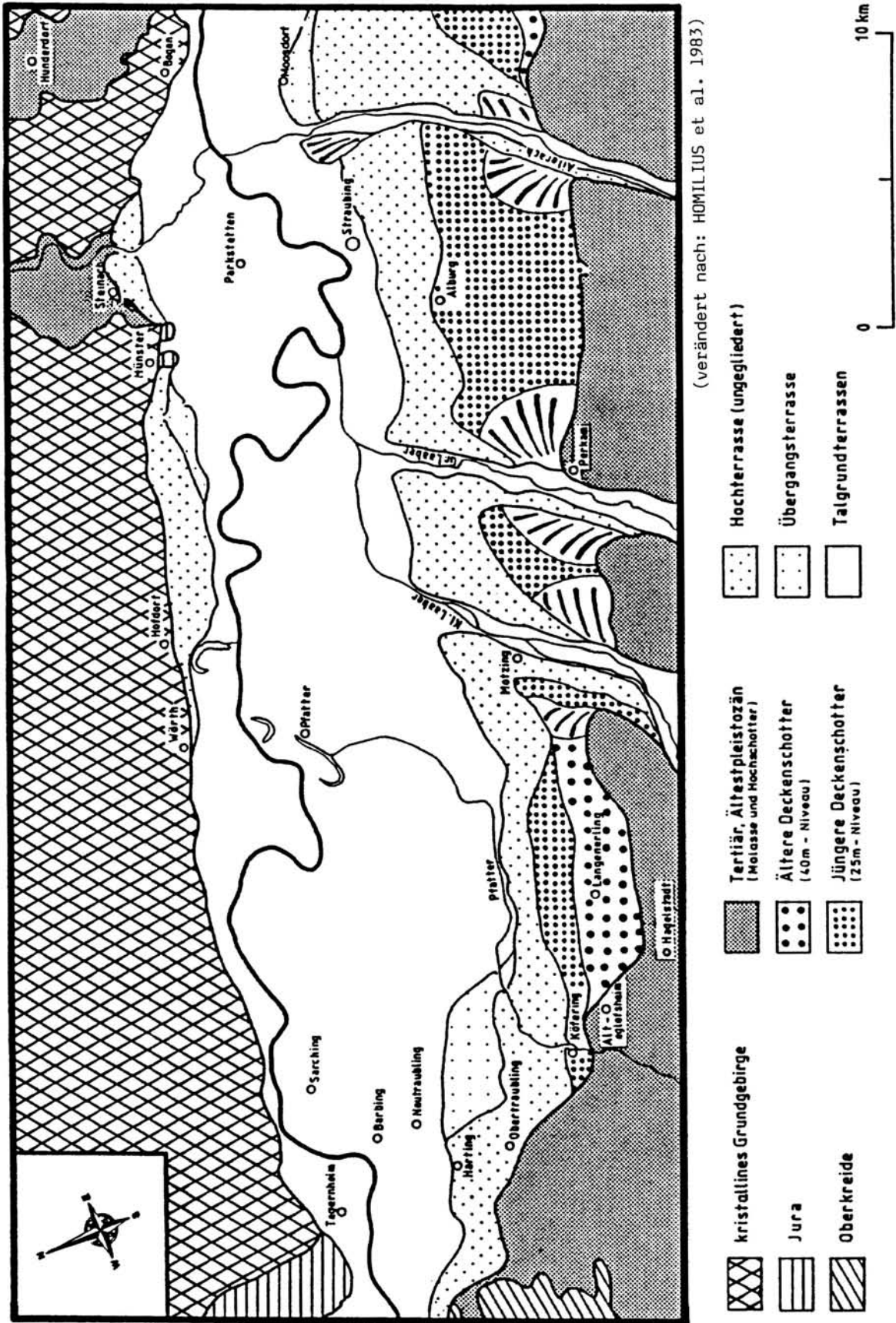


Abb. 6: Geologische Übersichtskarte des Donaueschingen im Raum Regensburg - Bogen

Tab. 21 : Terrassenkennwerte der höheren und tieferen Talhangterrassen im Donautal zwischen Regensburg und Straubing

Geol. Profile (nach Homilius et al. 1983: Tafel 8)	Terrassen	morph. Erhebung ¹		Schotteroberkante ²		Quartärbasis ³	
		(m.ü.NN.)	(m/MW)	(m.ü.NN.)	(m/Mw)	(m.ü.NN.)	(m/MW)
* Harting	HT 3	343	+17,5	339,5	+14	332*	+6,5*
	Hart. Sch.			334	+8,5	330,5 / *	+5/+3 *
	HT 1	339	+13,5	334	+8,5	328,5	-4,5*
	UT	334	+ 8,5	333	+7,5	321* 326 / * 324,5	+0,5/-1 *
P2/Moosham	Ä. D.	366	+42	344/346	+22/+24	330/333	+8/+11
	J. D.	349	+27	341	+19	326	+4
	HT	335	+13	330	+8	322,5	+0,5
P5/Motzing	J. D.	EXTERN: 349	+30,5	340	+21,5	327	+8,5
		INTERN: 346	+27,5	338	+19,5	324	+5,5
	HT	EXTERN: 336	+17,5	329	+10,5	319	+0,5
		INTERN: 330	+11,5				
P8/Alburg-W	J. D.	EXTERN: 342	+27	336,5	+21,5	326,5	+11,5
		INTERN: 339	+24	334,5	+19,5	322	+7
	HT	335	+20	327/325	+12/+10	318/316	+3/+1
P9/Straubing	J. D.	342	+28,5	337	+23,5	324	+10,5
	HT	332	+18,5	327	+13,5	317	+3,5
* Hofdorf	HT 2	336	+17,5	328,5	+9,5	um 319	+1/-1 *
	HT 1	329	+10,5	325	+6,5	um 314	-4/-5 *
* Kirchroth	HT 1	330	+13	323,5	+6,5	313/312	-4/-5 *
	UT	324	+7	322,5	+5,5	wie HT 1	

* eigene Untersuchungen, s. Text

ansonsten: Homilius et al. 1983: Tafel 8

¹ durchschnittliche morphologische Terrassenerhebung

² durchschnittlich höchste Schotteroberkantenlage (/ = bis m ü. bzw. u.)

³ durchschnittlich tiefste Quartärbasis bzw. * der Terrassenbasis entsprechend, s. Text
(/ = bis m ü. bzw. u.)

Hier deutet sich eventuell eine ältere Tiefenrinne mit Basis bei ca. 4 - 5,5 m ü. MW an, auf die im Kap. 4.2.1. ("Hartinger Schichten") noch näher eingegangen wird.

Mit ihrer Basis noch höher liegende Deckenschottervorkommen beschreibt OSCHMANN (1958: 151) in 352 - 354 m ü. NN (ca. 27 - 29 m ü. MW) auf Blatt Abbach bei Piesenkofen und am Obertraublinger Sportplatz. Ihre stark kalkgeröllführenden Schotter sind zu bis 1 m mächtigen Konglomeratbänken verfestigt.

Im Zuge von Erschließungsbohrungen für den nördlich gelegenen BMW-Werksneubau wurde am Obertraublinger Sportplatz eine Bohrung niedergebracht (s. Anhang: Regensburg-Harting, Bohr-Nr. 98). Mit Ansatzhöhe bei 352,1 m ü. NN erreichte sie nach 1,5 m lehmiger Auffüllung bei 348,5 m ü. NN (23 m ü. MW) die Schotterbasis einen olivfarbenen, gelbbraunen Kalksandstein (n. Bohrbericht).

Der von TILLMANN (1977: 89, 96, 172) schotterpetrographisch bearbeitete Obertraublinger Aufschluß zeigt nach ihm das für die tiefer gelegenen Donau-Vollschotter im Regensburger Raum (bis 55 m ü. Tal; wobei die Frage offenbleibt, ob diese Höhenangabe sich auf die Oberkante der Schottermächtigkeit oder ein morphologisches Niveau bezieht?) typische alpine Schotterspektrum, im Gegensatz zu dem Restschotterspektrum der höherliegenden Hochschotter- und Höhenhofer Schottervorkommen.

Donauaufwärts korrespondieren die Ältesten Deckenschottervorkommen in der Höhenlage ihrer Schotterbasis und -oberkante mit entsprechend hochliegenden Schottervorkommen bei Sinzing mit Schotterbasis bei ca. 25 m ü. Donau (beschr. b. OSCHMANN 1958: 151) und bei Herrnsaal mit Schotterbasis bei ca. 20 - 25 m ü. Tal und Schotteroberkante nach SCHÄFER (1966: 81) und BAUBERGER et al. (1969: 184ff.) bei ca. 28 m ü. Donau, nach RUTTE (1962: 163) bis auf 40 m ü. Donauspiegel hinaufreichend. Bei beiden Vorkommen handelt es sich um nagelfluhartig verkittete, kalkalpine Vollschotter und um die höchstgelegenen - bisher bekannten - Schottervorkommen mit kalkalpinem Vollschotterspektrum. Die nächst höhere Schotterflur mit Unterkante bei 45 - 50 m ü. Donau zeigt im gesamten Kelheim - Regensburger Raum ein weitgehend kalkfreies Restschotterspektrum (BAYBERGER et al. 1969: 184ff.; RUTTE 1962: 162; WEBER 1978: 237f.).

Zu gleichen Ergebnissen kommt auch TILLMANN (1977) bei seinen Untersuchungen im Altmühltal, wonach die höchstgelegenen Vorkommen mit deutlicher kalkalpiner Geröllkomponente südlich Pfalzpaint, Bl. 7033 Titting (TILLMANN 1977: Aufschluß 220 im Anhang) eine Verebnung in 30 - 45 m ü. Tal darstellen.

Ein Hinweis zur Alterseinstufung der höheren und tieferen Talhangterrassen ergibt sich aus der tiefen Tallage eines bereits ältestpleistozänen Terrassenkörpers, der von BRUNNACKER (1964; 1982; BRUNNACKER et al. 1976) in

der inzwischen zerstörten Ziegelei Strobel am Nordrand der Stadt Regensburg nächst der Ortschaft Kareth im Regental gelegen nachgewiesen wurde.

Innerhalb der aus einer liegenden grobklastischen Flußbettfazies mit zwei hangenden fluviatilen Aueablagerungen aufgebauten Stapelung fluviatiler Sedimente konnte BRUNNACKER (1982: Abb. 6, 22) zum Hangenden hin einen mehrfachen Wechsel normaler und reverser Magnetisierung nachweisen, die er dem Jaramillo-Event — etwa in der Zeit vor 1,2 bis 0,9 Mio. Jahren — zuordnet. Im tieferen Bereich der die fluviatilen Ablagerungen diskordant überlagernden Lößdeckschichten wurde zudem die Matuyama/Brunhes-Grenze erfaßt.

Die Basis der fluviatilen Ablagerungen liegt nach BRUNNACKER (1964 a: 154; 1982: Abb. 6) bei 342 m ü. NN — ca. 7 m oberhalb der Regenniederterrasse — und die Oberkante der fluviatilen Aufschüttung bei 365 m ü. NN — ca. 30 m oberhalb der Regenniederterrasse —, wobei BRUNNACKER et al. (1976: 372) ein ehemaliges Ausgangsniveau der fluviatilen Serie bei 370 bis 380 m ü. NN annehmen.

Offen ist jedoch bis heute die Frage — wie sie bereits BRUNNACKER (1964: 156) äußert — über die Größenordnung einer eventuellen nachträglichen tektonischen Verstellung in Form einer lokalen Absenkung der in der Ziegelei Strobel aufgeschlossenen fluviatilen Ablagerungen. So stellen BRUNNACKER et al. (1976: 371) eine tektonische Verkipfung der fluviatilen Serie mit 10° Grad nach Norden fest, kommen aber dennoch zur flußgeschichtlichen Aussage, daß "... die Donau-Terrassen, die dem Zeitbereich der Umpolung nahestehen, deutlich tiefer als 370 m NN zu suchen sind." (BRUNNACKER et al. 1976: 372). TILLMANNS (1977: 97) folgt dieser Auffassung und stellt fest, daß auch bei Berücksichtigung bruchtektonischer Dislokationen zeitlich entsprechende Donauterrassen in einer Höhe von 370 m ü. NN zu suchen sind. Beide postulieren in weiteren gemeinsamen Veröffentlichungen (u.a.: TILLMANNS 1980: 201f.; BRUNNACKER et al. 1982: 170) aufgrund der tiefen Lage der ältestpleistozänen Flußablagerungen innerhalb der Ziegelei Strobel eine altquartäre Talverschüttung im Regensburger Raum. Erst in einer jüngsten Veröffentlichung (TILLMANNS et al. 1986: 244) stellen sie fest, daß der bei Regensburg mit mehrfachen Umpolungen sehr gut faßbare Jaramillo-Event infolge seiner tektonisch gestörten Position nicht in die quartäre Terrassenabfolge eingeordnet werden kann.

Sieht man von dieser letzten — leider nicht näher ausgeführten — Auffassung ab, und folgt man der bisherigen Ansicht obiger Bearbeiter keiner größeren tektonischen Absenkung — etwa im Bereich einer Absenkung von mehr als 10 m —, so ist doch keinesfalls aufgrund der tiefen Lage der ältestpleistozänen Ablagerungen in der Ziegelei Strobel wie von BRUNNACKER und TILLMANNS vertreten, eine "Talverschüttung" im Regensburger Raum nachzuweisen.

Vielmehr lassen sich auf der Grundlage der Tiefenlage ihrer Erosionsbasis und der Höhe ihres Aufschüttungsniveaus die fluviatilen Ablagerungen in der

Ziegelei Strobel zwanglos in die bisher bekannte Donauterrassentreppe (Tab. 3b) im Regensburger Raum einordnen.

Die Postulierung einer "Talverschüttung" gründet auf BRUNNACKER's (1964 a: 154) Annahme, daß ihre fluviatile Basis von 342 m ü.NN — ca. 7 m ü. NT des Regens — in einem noch tieferen Niveau als die Basis des nach BRUNNACKER (1964: 154ff.) "mindelzeitlichen" bzw. "drittletzt-kaltzeitlichen" jüngeren Deckenschotter — 25m-Niveau — liegt, während ihr fluviatiles Aufschüttungsniveau von ca. 365 m ü.NN — bzw. ca. 30 m ü. NT des Regens — ungefähr dem Aufschüttungsniveau dieser Terrasse entspräche. Demgegenüber weisen jedoch die geoelektrischen und seismischen Sondierungen von WEINIG (1980) und HOMILIUS et al. (1983) für den jüngeren wie auch den älteren Deckenschotter bzw. das 25m - und 40m-Niveau in und unterhalb des Regensburger Raumes (Tab. 21) bezogen auf das morphologisch am tiefsten liegende Niederterrassenniveau — der NT3 — maximal gleich hohe, meistens deutlich tiefere Basiswerte und eine wesentlich tiefere Lage seines fluviatilen Aufschüttungsniveaus nach. Geht man von der NT1 der Donau als das der NT des Regen entsprechende Bezugsniveau aus, so liegen selbst die höchsten Erhebungen der Terrassenbasen beider Niveaus mit max. 6 m ü. NT1 der Donau noch etwas tiefer als die fluviatile Basis in der Ziegelei Strobel.

Erst Schottervorkommen des ältesten Deckenschotterniveaus (Kap. 4.1.) mit einer Quartärbasis zwischen 20 m bis 30 m ü. Donau bzw. ca. 16 m bis 26 m ü. NT3 und einer Höhenlage des fluviatilen Aufschüttungsniveaus zwischen 28 m bis 40 m ü. Donau nehmen insbesondere von ihrer Basishöhenlage, aber auch ihrer fluviatilen Oberkante ein deutlich höheres Niveau im Talgrund ein. Selbst bei einer stärkeren, lokal begrenzten tektonischen Absenkung der fluviatilen Serien in der Ziegelei Strobel weisen sie dennoch — ebenso wie die bereits tiefe Lage des Unteren Deckenschotter in der Iller-Lech-Platte mit seiner Basis bei ca. 45 m ü. Donautal und seiner Zeitstellung eher deutlich älter als der Jaramillo-Event (s.o.) daraufhin, daß die Donau auch im Regensburger Raum bereits im ausgehenden Ältestpleistozän eine Tiefenlage der Erosionsbasis von deutlich unter 45 m ü. Tal, wahrscheinlich unter 20 m ü. Tal besaß. Somit ist davon auszugehen, daß die Ausbildung der höheren und tieferen Talhangterrassen bis zum jungpleistozänen Talgrund fast den gesamten Zeitraum des Alt- bis Jungpleistozäns bzw. der letzten 900000 Jahre beinhaltet.

4.2. Die tieferen Talhangterrassen

Zwischen den Nieder- und Auenterrassen des Talgrundes und den mit ihrer Oberfläche sich über 25 m ü. MW erhebenden höheren Talhangterrassen vermitteln weit gespannte, lößbedeckte Terrassenfluren mit einer morphologischen Höhenlage zwischen 7 - 18 m ü. MW.

Während sie am südlichen Talrand von Regensburg bis unterhalb von Straubing eine 1 - 3 km breite Fläche einnehmen, bilden sie - neben kleinräumigen Restvorkommen in einzelnen Talrandbuchten - am nördlichen Talrand zwischen Hofdorf und Münster - von Talrandschwemmkegeln überdeckt - eine ca. 1,5 km breite Talrandleiste (Abb. 6).

Aufgrund ihrer morphologischen Lage im Talgrund gliedern sie sich in zwei unterschiedlich hohe Terrassengruppen:

- die fast im Hauptniederterrassenniveau liegende, nur kleinflächig erhaltene Übergangsterrasse (1 - 2 m ü. NT1) und
- die weit gespannten, meist 4 - 10 m ü. NT1 sich erhebenden Hochterrassenfluren.

Während die Übergangsterrasse aufgrund ihrer tiefen Position im Tal von den bisherigen Bearbeitern (LEGER 1965; WEINIG 1980; HOMILIUS et al. 1983) nicht erfaßt oder als lößbedeckte Niederterrasse eingestuft wird, bezeichnete bereits MECKENSTOCK (1914: 43f.) die östlich von Regensburg zwischen der B 16 und dem Tertiärhügelland sich erstreckende, lößbedeckte Terrassenfläche in ca. 18 m ü. Donau als "rißeiszeitliche Hochterrasse". Von LEGER (1965) wurde dieses Terrassenniveau bis zum Engtaleintritt der Donau bei Pleinting weiterverfolgt und ebenfalls als "rißeiszeitliche Hochterrasse" angesprochen. Eine erste Untergliederung findet sich bei WEINIG (1980: 22f., Beilage 6 Profil 4), der beiderseits der Talmündung der Großen Laaber bei höhengleicher Schotterbasis (ca. 6 m ü. MW) eine vorgelagerte Erosionsterrasse abgrenzt, "...deren Mächtigkeit etwa um 4 - 5 m reduziert ist." (WEINIG 1980: 22). Beide unterscheiden sich in ihrer Höhenlage der Terrassenoberfläche und der Schotteroberkante von ca. 14 - 17 m ü. MW auf der höher liegenden Hochterrasse und ca. 10 - 13 m ü. MW auf der vorgelagerten "Erosionsterrasse" (nach WEINIG 1980: Beilage 6, Profil 4). Eine genetische Erklärung gibt WEINIG nicht.

Zu den tieferen Talhangterrassen zählt ebenfalls der von BRUNNACKER (1956) auf Blatt Nr. 4142 Straßkirchen als vom älteren Schwemmlöß bedeckte Niederterrasse ausgeschiedene Bereich im Raum Schambach - Moosdorf. Überragt vom 4 - 5 m höheren "Jüngeren Hochterrassenniveau" (nach BRUNNACKER 1956) in 329 - 330 m ü. NN. bzw. 16,5 - 17,5 m ü. MW, auf dem die Ortschaft Schambach liegt und deutlich höher als der nördlich der Linie Moosdorf - Acherhof angrenzende Donautalgrund in einer Höhenlage von 314 - 319 m ü. NN. bzw. ca. 1,5 - 6,5 m ü. MW, sind zwischen beiden Niveaus zwei unterschiedlich hohe, lößbedeckte Terrassenverebnungen ausgebildet.

Das höhere, unmittelbar BRUNNACKERs "Jüngerer Hochterrasse" vorgelagerte Niveau mit einer Höhenlage bei 324 - 325 m ü. NN bzw. ca. 12,5 m ü. MW erstreckt sich südlich der Flur "Lindenbreite" und ist meist einem 5 m hohen Stufenrand, dem der "Dammwiesgraben" folgt, von der südlich angrenzenden HT und mit einem 3 m hohen Abfall zur nördlich vorgelagerten Randsenke, der der "Moosgraben" folgt, abgesetzt. Aufgrund seiner morphologischen Erhebung, seiner bis 4 m mächtigen Lößbedeckung (nach WEINIG 1980: Beilage 7 Profil 10) ist dies höhere Niveau zur Hochterrasse zu stellen.

Das ihm vorgelagerte, ebenfalls lößbedeckte (2 - 3 m Mächtigkeit; nach WEINIG 1980: Beilage 7, Profil 10) tiefere Niveau besitzt eine morphologische Erhebung von 322 m ü. NN bzw. ca. 9,5 m ü. MW. Von seiner morphologischen Erhebung, seiner Lößbedeckung und seiner Lage als jüngste den Talgrund begrenzende Terrasse entspricht dieses Niveau der Übergangsterrasse. Erst nördlich der Linie Moosdorf - Acherhof schließt sich mit einem 2 - 4 m hohen Abfall auf 319 m ü. NN. bzw. ca. 6,5 m ü. MW als Talgrundterrasse die NT1 an. Sie weist in ihrem talrandnahen Bereich eine nach BRUNNACKER (1956: 29) 0,5 - 1 m mächtige Schwemmlößbedeckung - "Älterer Schwemmlöß in sandreicher Fazies" - auf.

4.2.1. Hochterrassen und Übergangsterrasse

Großflächige Aufschlußverhältnisse, die sich bei Bau des BMW-Werkes südlich und nördlich von Regensburg-Harting im Hoch- und Niederterrassenbereich ergaben, sowie die zahlreichen aus dem Untersuchungsraum vorliegenden und von verschiedenen Behörden dankenswerter Weise zur Verfügung gestellten Bohrungen, die aufgrund der petrographischen Ausbildung des liegenden Präquartärs (Sandsteine der Kreide; kristalline Gesteine des Moldanubikums; Tone, Mergel, Fein- bis Mittelsande, Braunkohlenflöze des Tertiärs) sicher zu stratifizieren sind, ermöglichten es, eine weitere Differenzierung der bisher als einheitliche rißeiszeitliche Terrassenschüttung angesehenen Hochterrasse (einschl. der "Erosionsterrasse" von WEINIG 1980 und HOMILIUS et al. 1983) durchzuführen.

Zentraler Ausgangspunkt der Untersuchungen war der Hochterrassenbereich zwischen Harting und Obertraubling. Durch die Erdbewegungen beim Neubau eines BMW-Werkes ergaben sich großflächige Aufschlüsse, die teilweise bis auf die liegende Kreide oder bis auf das Tertiär reichten. Zudem wurde dieser Raum in einem dichten Bohrnetz abgebohrt, so daß die Aufschlußbeobachtungen durch weitere Erkenntnisse über die Tiefenlage der Quartärbasis ergänzt werden konnten. Aus der Menge der Geländeprofile und dem sichergestellten Probenmaterial können im Rahmen dieser Arbeit lediglich die zentralen Ergebnisse und die wichtigsten Aufschlußbeschreibungen wiedergegeben werden. Eine weitere, insbesondere labormäßige Bearbeitung und die Beschreibung von Einzelprofilen, aber auch eine Ergänzung durch weitere Aufschlußbearbeitungen aus dem angrenzenden Donautal muß einer späteren Veröffentlichung vorbehalten bleiben.

Der lößbedeckte Hochterrassenbereich zwischen Harting und Obertraubling wird im Südosten durch den großenteils von Lößdeckschichten überkleideten Anstieg zum über 400 m hohen Niederbayerischen Hügelland begrenzt. Reste ältester Deckenschottervorkommen treten im Hangfußbereich am Obertraublinger Sportplatz und bei Piesenkofen auf (Kap. 4.1.). Nach Norden grenzt die dort stark erniedrigte Hochterrassenflur (s.u.) nur mit einer 1 - 3 m höheren Terrassenstirn gegen die vorgelagerte lößfreie NT1 (bei ca. 333 m ü. NN) und nach Osten mit einem 3 - 4 m hohen Abfall gegen die ebenfalls lößbedeckte Übergangsterrasse (bei ca. 335 m ü. NN).

Während sie nördlich des Schwindgrabens (Beilage 8) vom morphologischen Erscheinungsbild eine einheitlich gebaute Terrassenfläche darzustellen scheint, die nach Norden von einem zunehmenden Geflecht zahlreicher auf die NT1 einmündender Dellen- und Dellentälchen gegliedert wird und infolgedessen bis auf unter 335 m ü. NN östlich von Harting abdacht, wird sie südlich des Schwindgrabens von einem über 2 m hohen, NNW - SSE ziehenden Stufenrand in zwei

unterschiedlich hohe Terrassenniveaus bei 342 - 343 m ü. NN (16,5 - 17,5 m ü. MW) im Westen (HT3) und 338 - 339 m ü. NN (12,5 - 13,5 m ü. MW) im Osten (HT1) unterteilt.

Da mit dem morphologischen Stufenrand ebenso ein Anstieg der Quartärbasis um ca. 12 m und der Schotteroberkante um ca. 5 m vom tieferen talwärtigen zum höheren, dem Talrand folgenden Niveau verbunden ist (Beilage 10, Schnitt B), handelt es sich um zwei unterschiedlich alte, eigenständige, fluviatile Schüttungen. Die tiefere und jüngere wird im folgenden als HT1 und die höhere und ältere als HT3 bezeichnet.

Nördlich des Schwindgrabens, wo mit Annäherung an die NT1 eine intensivere wärmzeitliche Spül- und Solifluktdynamik in Form zahlreicher Dellen und Dellentälchen jegliche morphologische Abgrenzung beider Terrassen beseitigt hat, ist es aufgrund der signifikant unterschiedlich hohen Lage ihrer Schotterbasis und -oberkante relativ unproblematisch, mit Hilfe der vorliegenden Bohrungen und auf der Grundlage entsprechender Aufschlußbeobachtungen eine gesicherte Abgrenzung durchzuführen. Diese ist in Beilage 8 dargestellt. Die Lage der Bohrungen, der wichtigsten Aufschlußprofile und der geologischen Schnitte ist aus Beilage 9 zu ersehen.

Einen Einblick in den Aufbau des HT1 - Schotterkörpers gab eine am östlichen Ortsrand von Harting im Zuge der Baumaßnahmen kurzfristig angelegte Kiesgrube, deren Grundwasser bis zum liegenden, tonig-mergeligen Tertiär abgepumpt war (Abb. 7). Die Kiesgrube, die im wesentlichen auf der HT1 angelegt worden war, erschloß aber auch noch den morphologischen und geologischen Übergang zur vorgelagerten NT1. Die Basis des insgesamt horizontal geschichteten HT1-Schotterkörpers liegt hier bei ca. 322 m ü. NN (- 3,5 m u. MW), seine maximale Schotteroberkante bei ca. 333,5 m ü. NN (8 m ü. MW). Unter Abnahme der Lößbedeckung zur NT1 hin verringert sich die absolute Höhenlage der Terrassenoberfläche von >335 m ü. NN am Hartinger Weg auf ca. 334 m ü. NN an ihrer Terrassenstirn.

Über einer 0,5 - 1 m mächtigen Basisblocklage mit kantengerundeten und geglätteten Malmkalkblöcken mit bis zu 200 x 100 x 140 cm Kantenlänge folgt ein bis 8 m mächtiger, stark mittel- bis grobsandiger, in der Gki-Fraktion zahlreiche hellgraue Jurakalke führender Terrassenschotter. Er geht im Hangenden unvermittelt in einen maximal 4 m mächtigen, deutlich sandärmeren, hochglazialen Schotterkörper über, der in der Gki-Fraktion einen auffallend geringeren Gehalt an Jurakalken, aber zahlreiche dunkelgraue und blaugraue kalkalpine Gerölle aufweist, und in dem vereinzelt Driftblöcke aus Malmkalk mit einer Kantenlänge bis zu 120 x 80 x 40 cm auftreten. Auf dem Schotterkörper ist im externen Bereich (Abb. 7, Profil 15) noch der entkalkte, 120 cm mächtige Unterboden einer dunkelrotbraunen, interglazialen Parabraunerde erhalten. Sie wird diskordant von einem 120 cm mächtigen Würmloß überlagert, auf dem als holozäne Bodenbildung eine rötlichbraune Lößparabraunerde ausgebildet ist. Mit Verringerung der Lößdeckschichten wächst sie mit dem

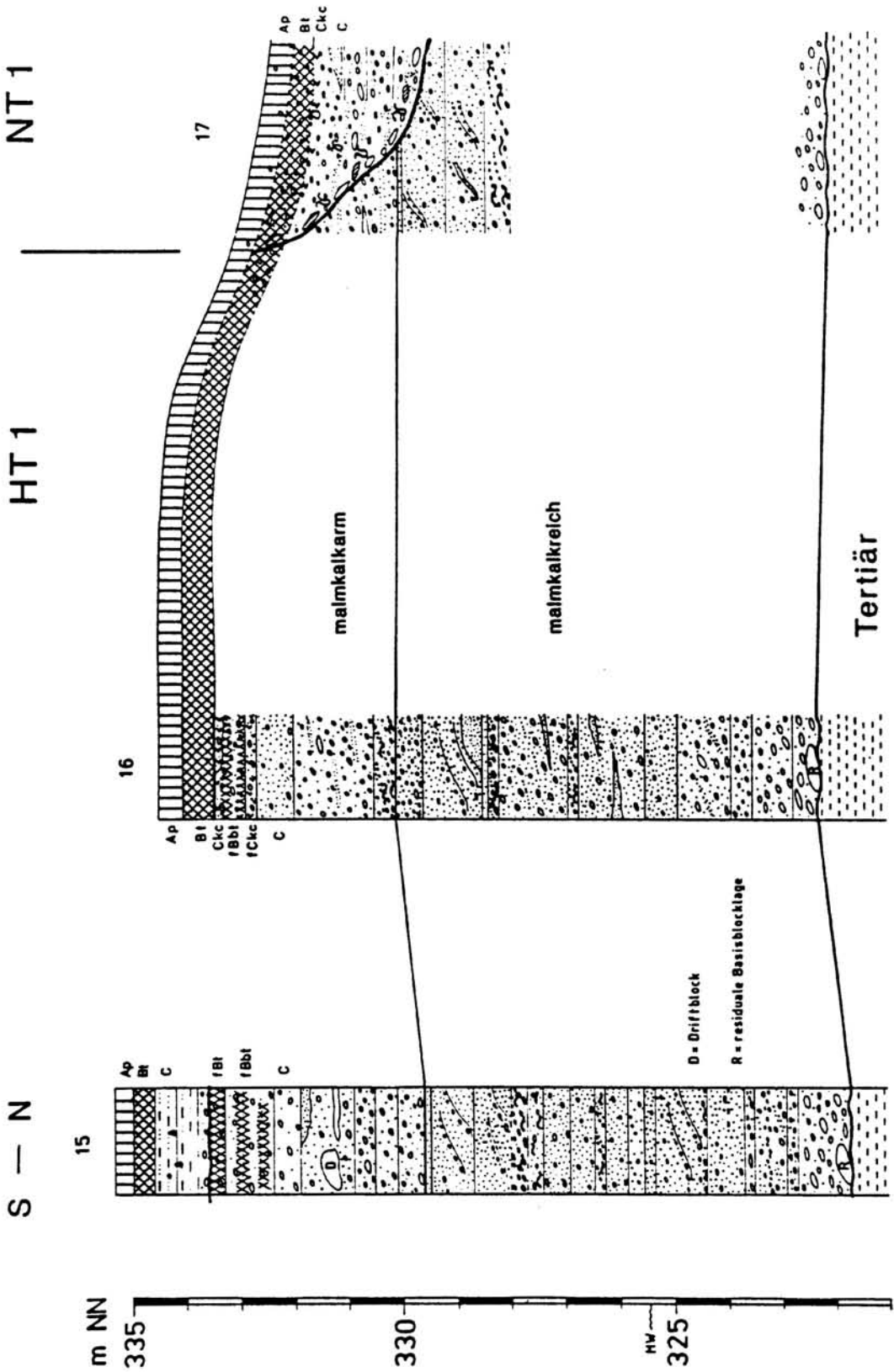


Abb. 7: Lithologischer Aufbau der HTL der Donau östlich von Regensburg-Harting

Unterbodenhorizont der interglazialen Parabraunerde zusammen (Abb. 7, Profil 16) und bildet als rotbraune Schotterparabraunerde sowohl im Bereich der HT1-Terrassenstirn als auch der vorgelagerten NT1 die abschließende holozäne Bodenbildung. An der Terrassenstirn wird der HT1-Schotterkörper von dem steil eintauchenden Uferrand der NT1 gekappt (Abb. 7, Profil 17). Eine intensiv verwürgte Uferrandfazies mit zahlreichen Blöcken bis 30 cm Durchmesser und ebenso großen Lehmschollen geht zur talwärtigen Niederterrassenfläche hin in einen vertikal aufgewachsenen Schotterkörper über. Auf einer ca. 50 cm mächtigen Basisblocklage mit Blöcken mit 30 cm Durchmesser folgt ein vorwiegend feinsandiger, blockführender (<12 cm Ø) Gki-Schotter.

Offen ist die Frage, inwieweit die Aufeinanderfolge zweier Schüttungsfaziestypen — hangende, lokalschotterarme und liegende lokalschotterreiche Fazies — Ausdruck eines größeren Zeitintervalles mit klimatisch veränderten Bedingungen evtl. im Sinne einer früh- und hochglazialen Schüttung sind, oder ob sie lediglich ein Lokalphänomen darstellt.

Während der HT1-Schotterkörper unmittelbar dem Tertiär auflagert, wird die HT3 in einer rund 150 m breiten, W — E ziehenden Rinne (Beilage 10, Schnitt A; Beilage 9) von einem altquartären Sockelsediment — als **"Hartinger Schichten"** bezeichnet — unterlagert.

Die an einer rund 300 m langen Aufschlußwand im Nordosten des BMW-Werkes in Streichrichtung angeschnittenen Rinnenfüllung zeigte folgenden generellen Aufbau:

Dem feinklastischen Tertiär auflagernd setzte sie mit einem ca. 50 cm mächtigen, fast ausschließlich aus hellgrauen, unverwitterten Weißjurakalken zusammengesetzten Schotterhorizont ein, der zum Hangenden mit einem geringmächtigen, graugelben, schwach kalkhaltigen Lehmschollenhorizont abschließt. Er wird diskordant von einem blockführenden, 30 - 80 cm mächtigen Gki-Band geschnitten, in dem alle Karbonatgerölle intensive Verwitterungskrusten aufweisen oder völlig mürbe zerfallen. Das Hangende bildet ein 110 - 180 cm mächtiger, kalkfreier Torfhorizont mit eingelagerten Hölzern, der in einigen Bereichen mit einer 30 cm mächtigen, entkalkten grauschwarzen Mudde abschließt.

Ebenso wie bei der HT1 und NT1 setzt die Sedimentation der HT3 mit einer kräftig ausgebildeten Basisblocklage mit Blöcken und Lehmschollen bis 50 cm Durchmesser ein. In dem vertikal aufgewachsenen Schotterkörper fand sich nahe der Basisblocklage — als kaltzeitlicher Ablagerungsindikator — ein rund 60 cm mächtiger, zwar in Gesteinsbruchstücke zerlegter, aber durch die kiesige Ummantelung zusammengehaltener Frostblock aus Weißjurakalk-

steinen. Der an der nördlichen Aufschlußwand — im Bereich der Hartinger Schichten — mit einer Mächtigkeit von maximal 2 m erhaltene HT3-Schotterkörper wird dort von einer fast 6 m mächtigen, mehrgliedrigen Würmlößabfolge (Kap. 4.2.2.) diskordant überlagert. Rund 100 m weiter südlich schließt der aufsteigende Terrassenschotterkörper (Abb. 13) bei gleichzeitiger Abnahme der Würmlößbedeckung bereits mit dem dunkelrotbraunen Bt-Horizont einer fossilen interglazialen Schotterparabraunerde ab.

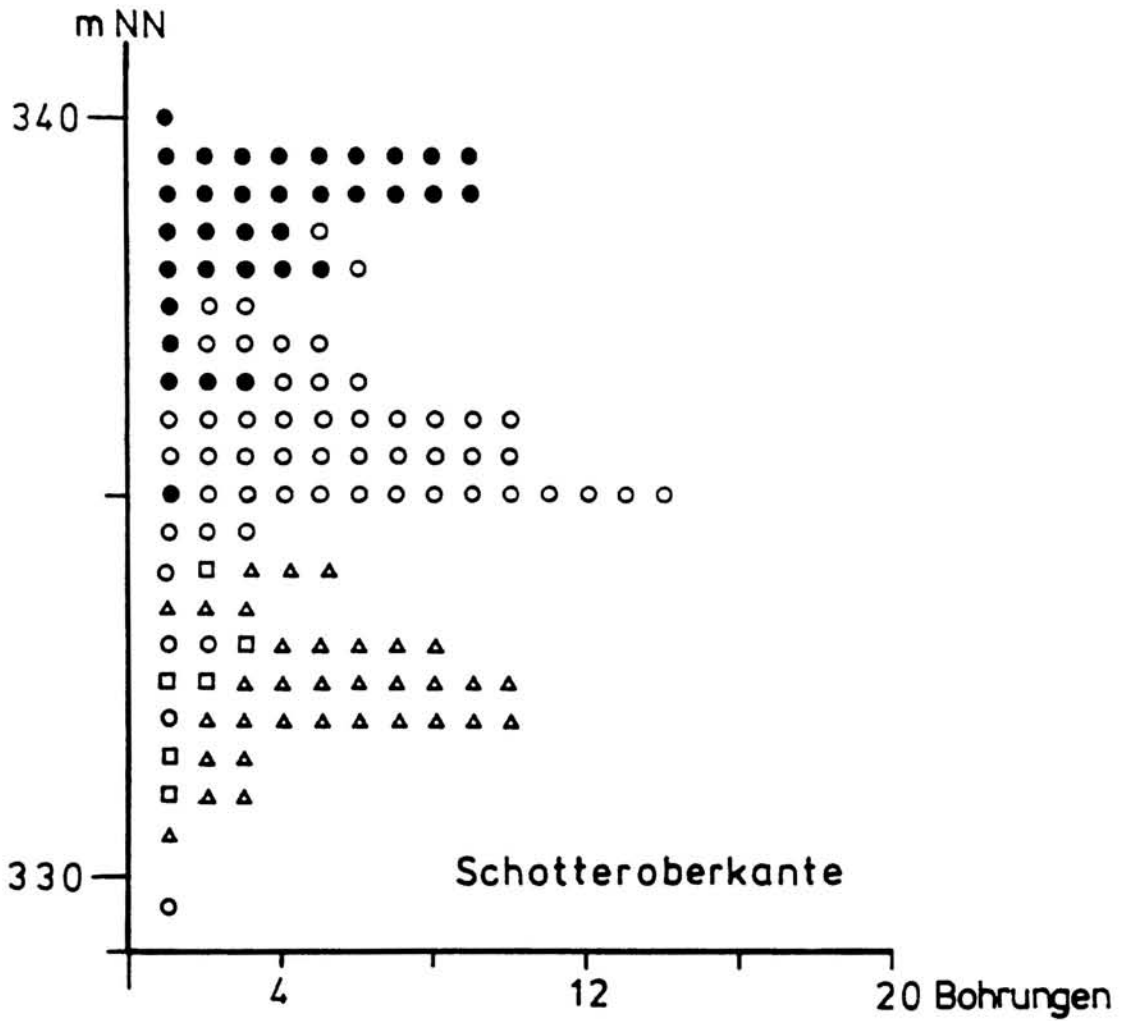
Die starke, insbesondere frühwürmzeitliche Abtragung (Kap. 4.2.2.) der oberen Schotterpartien, die in einzelnen Rinnen zum Teil bis auf die Schotterbasis reicht (Abb. 13, Profil 10; Beilage 10, Schnitt A - C), paust sich bis in die absolute Höhenlage der heutigen Terrassenoberfläche durch. Wie in Abb. 8 zusammenfassend dargestellt, spiegelt sie sich in der generellen Tendenz wider, daß äquivalent zu den heute orographisch höherliegenden HT3-Terrassenbereichen ($\approx 340,5$ m = ≈ 15 m ü. MW) auch die Schotteroberkante am höchsten liegt und in den tieferen Bereichen ebenso die Schotteroberkante deutlich tiefer liegt. Mit einem generellen Schwankungsbereich von 5 m — zwischen 9 - 14 m ü. MW — unterscheidet sie sich deutlich von dem ausgeglicheneren und tieferliegenden Schotteroberkantenrelief der HT1 (Beilage 10, Schnitte A - C; Abb. 14, Profil 7, 8), das lediglich einen Schwankungsbereich von maximal 3,5 m — zwischen 5 - 8,5 m ü. MW — aufweist.

Während die Höhenlage der Schotteroberkante der HT3 sehr stark von der würmzeitlichen Spül- und Solifluktdynamik verändert worden ist, zeigen sich in der Tiefenlage ihrer Quartärbasis zwei verschiedene Einflußfaktoren:

1. eine bereits vor ihrer Ausbildung erfolgte — vermutlich altquartäre — Ausräumung nördlich und im Bereich der Hartinger Schichten:

Die im Aufschluß und in mehreren Bohrungen als Schotter mit Torfüberdeckung nachweisbare Verbreitung der Hartinger Schichten (Beilage 9) besitzt Basiswerte von 3 - 5 m ü. MW bei feinklastischem Sohlgestein (Tertiär) und 4,5 - 7,5 m ü. MW bei unterlagerndem Kreidesandstein (Abb. 9). Während die HT3-Basis südlich des nachweisbaren Altquartärvorkommens zwischen 6 - 9 m ü. MW (Tertiär) bzw. 7 - 9,5 m ü. MW (Kreidesandstein) schwankt, liegen die Werte der Quartärbasis nördlich von ihm — mit einer geringen Abweichung von 0,5 m nach oben und nach unten — annähernd im Bereich der altquartären Basiswerte, so daß auch hier in weiten Bereichen ein entsprechender, älterer Sockelschotter anzunehmen ist.

2. eine allgemeine Tendenz zu höheren Basiswerten bei unterlagernden Festgesteinen (hier: Großberger Sandstein) bzw. zu tieferen Basiswerten



- im Bereich der HT3, Ansatzhöhe $\geq 340,5$ m ü.NN
- im Bereich der HT3, Ansatzhöhe $< 340,5$ m ü.NN
- Hartinger Schichten
- ▲ HT1

Abb. 8: Höhenlage der Schotteroberkanten nach Bohrungen im Hochterrassenbereich südlich von Regensburg-Harting (Beilage 8, 9, 10; Bohrverzeichnis im Anhang)

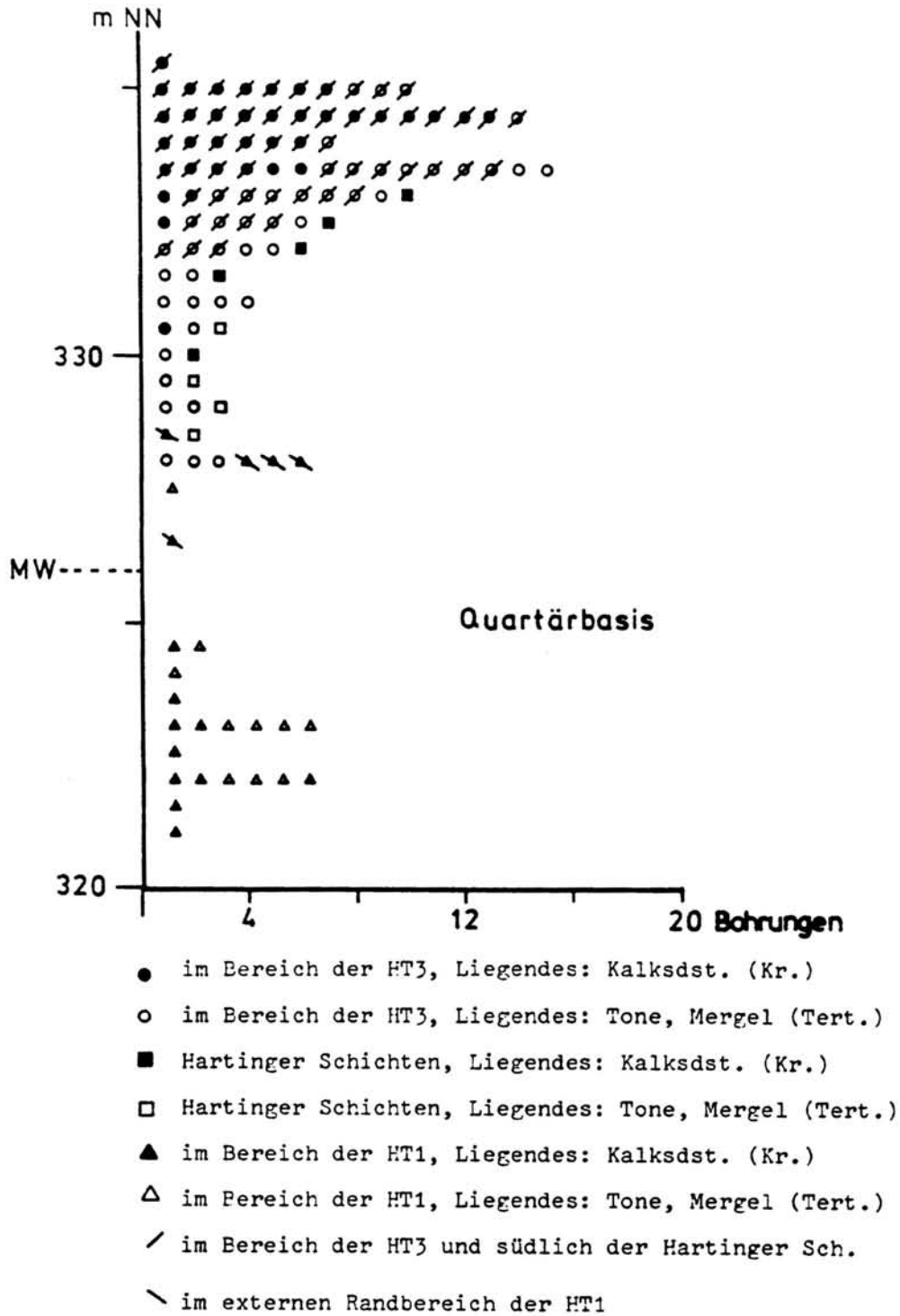


Abb. 9: Tiefenlage der Quartärbasis nach Bohrungen im Hochterrassenbereich südlich von Regensburg-Harting (Beilage 8, 9, 10; Bohrverzeichnis im Anhang)

bei klastischen Sohlgestein (hier: Tertiär- und Hartinger Schichten).

Wie Abb. 9 zeigt, treten die tiefsten Basiswerte der HT3 südlich der Hartinger Schichten von 6 - 7,5 m ü. MW überwiegend bei klastischer Ausbildung des Liegenden auf. Noch deutlicher zeigt sich dies in den geologischen Schnitten B und C (Beilage 10), wo der HT3-Schotterkörper geradezu flachmuldenartig in die erosionsanfälligeren tertiären Tone, Schluffe und Sande eingelagert ist.

Zusammenfassend ergeben sich als Terrassenkennwerte (Tab. 21) für die HT3:

eine durchschnittliche Erhebung der Terrassenoberfläche bei ca. 16,5 - 17,5 m ü. MW, eine maximale Schotteroberkante bei ca. 14 m ü. MW und tiefste Basiswerte um 6 - 9,5 m ü. MW bei Lockergesteinen als Sohlschicht bzw. bei 7,5 - 9 m ü. MW bei Festgesteinen als Sohle.

Die **Hartinger Schichten** reichen bis 8,5 m ü. MW hinauf und haben Basiswerte von 3 - 5 m ü. MW bei Lockergesteinen bzw. 4,5 - 7,5 m ü. MW bei Festgesteinen als Sohlschicht.

Einen Hinweis auf einen möglichen älteren Sockelschotter im Hochterrassenbereich gibt PRIEHÄUSER (1953: 292 ff.; Abb. 6). Bohrungen, die zum Zwecke der Wasserversorgung auf der **Hochterrasse südlich von Straubing** (332 - 333 m ü. NN; ca. 19 m ü. MW) niedergebracht wurden, erreichten nach ihm unter ca. 6 m Lößbedeckung bei 326,5 m ü. NN (ca. 13 m ü. MW) die Schotteroberkante und bei ca. 321 m ü. NN (ca. 7,5 m ü. MW) einen 20 cm mächtigen Letten oder schmierigen Kies, der aber nicht in allen Bohrlöchern festgestellt wurde. Nach weiteren rund 3,5 m groben Kiesel erreichten die Bohrungen bei 317 - 318 m ü. NN (ca. 3,5 - 4,5 m ü. MW) die Quartärbasis - den tertiären Flnz. Nach PRIEHÄUSER (1953: 294) macht die untere Serie bis zum Lettenhorizont den Eindruck, als ob sie geköpft worden ist.

Von der Höhenlage der Terrassenoberfläche (ca. 19 m ü. MW) und der Schotteroberkante (ca. 13 m ü. MW) handelt es sich bei der Hochterrasse südlich von Straubing um die HT3. Die Tiefenlage der Quartärbasis bei ca. 3,5 - 4,5 m ü. MW und die Höhenlage des Lettenhorizontes - als Oberkante der liegenden Serie - bei 7,5 m ü. MW entsprechend den von Harting bekannten Basis- und Oberkantenwerten der Hartinger Schichten, so daß eine Parallelisierung naheliegend ist.

Einen Hinweis zur weiteren stratigraphischen Stellung der Hartinger Schichten anhand der Tiefenlage ihrer Basis bieten die geologischen Schnitte von HOMILIUS et al. (1983: Tafel 9, Profile 1-9) oberhalb von Straubing (Tab. 21). Während die tiefste Basis des 25m-Terrassenniveaus südöstlich von Straubing (Profil 9) und südlich Alburg (Profil 8) zwischen 8 - 11,5 m ü. MW schwankt, liegt

sie im talwärtigen Terrassenbereich des Profils 5 östlich von Mötzing bei ca. 5,5 m ü. MW und im gesamten erfaßten Terrassenbereich südlich von Moosham (Profil 2) bei ca. 4 m ü. MW. Also wiederum tiefste Basiswerte wie sie für die Hartinger Schichten (Tab. 21) signifikant erscheinen.

Hier deutet sich somit an, daß die Ausbildung der Hartinger Schichten bezogen auf einzelne, talwärtige Bereiche des 25 m-Terrassenniveaus ein gleiches oder höheres Alter besitzen.

Nicht allein aus dem Donautal unterhalb von Regensburg liegen Beobachtungen auf einen älteren, den Hartinger Schichten entsprechenden Sockelschotter im Hochterrassenbereich vor, sondern auch donauaufwärts weisen Beobachtungen von SCHIRMER (1983b) bezüglich des Aufbaues der **Talsoleschotter im Altmühltal** auf eine entsprechende stratigraphische Abfolge hin.

Die Talsoleschotter im Raum Dietfurt stellen die jüngsten Ablagerungen der Donau im Altmühltal dar, bevor diese ihren Lauf an den Albsüdrand verlegte. SCHIRMER (1983 b) konnte dort nachweisen, daß sich die Talsoleschotter aus einem liegenden Donauschotter mit interglazialer Flora an der Basis – "Dietfurter Interglazial" –, einer höheren kaltzeitlichen fluviatilen Serie der Donau und einem abschließenden Lokalschotter aufbauen. Wie diese Terrassenstapelung zeigt, wurde das tiefste Erosionsniveau im Altmühltal nicht von der jüngsten Donauaufschüttung – dem hangenden kaltzeitlichen Donauschotter –, sondern bereits von einem älteren Sockelschotter mit interglazialer Flora – Dietfurter Interglazial – geschaffen.

Weiter talabwärts ist in der Talweitung bei Altessing – ca. 5 km oberhalb der Einmündung des Altmühltals in das heutige Donautal bei Kelheim – diese jüngste Donauterrassenbildung (vgl. SCHÄFER 1966: 81ff.; Abb. 9) morphologisch als Hochterrasse erhalten. Nach SCHÄFER (1966: 81f.) ergeben sich für die Altessinger-Hochterrasse, die den jüngsten Donaulauf im Altmühltal bezeugt (vgl. SCHÄFER 1966: 87), folgende Terrassenkennwerte:

morphologische Erhebung bis 358 m ü. NN, Schotteroberkante bei 355/356 m ü. NN und Schotterbasis – Quartärbasis – bei ca. 345/346 m ü. NN.

Bezogen auf das rd. 7 km talabwärts zwischen Kelheim und Kelheimwinzer erhaltene Hauptniederterrassenniveau – NT1 – der Donau bei 345 m ü. NN bzw. 7 m ü. Donau ergeben sich bei Annahme eines für die Hochterrassen in diesem Raum kennzeichnenden Talgefälles von 0,3 – 0,4 ‰ für die Altessinger Hochterrasse folgende Terrassenkennwerte: morphologische Erhebung bei ca. 11 m ü. NT1, Schotteroberkante bei ca. 8 m ü. NT1, Quartärbasis bei ca. -2 m u. NT1.

Für die HT3 im Hartinger Raum betragen die Terrassenkennwerte ebenfalls bezogen auf die NT1 der Donau: morphologische Erhebung bei ca. 11 m ü. NT1, Schotteroberkante bis ca. 7,5 m ü. NT1, Quartärbasis bei unterlagernden Hartinger Schichten bei -1 / - 4,5 m u. NT1.

Da beide Hochterrassen ein gleich hohes Erosions- und Akkumulationsniveau

im Tal einnehmen, ist mit hoher Wahrscheinlichkeit auch ein gleiches Bildungsalter anzunehmen. Zudem beinhalten beide Terrassenniveaus — als Talsohle-schotter im Dietfurter Raum bzw. Hochterrassenschotter in der Altessinger Talweitung und HT3 im Hartinger Raum — eine Stapelung mit unterlagerndem "Dietfurter Interglazial" an der Basis der jüngsten Donauschotter im Altmühltal und den "Hartinger Schichten" an der Basis der HT3 im Raum Regensburg-Harting.

Für die Talgeschichte des Altmühltals weist die stratigraphische Verbindung von der HT3 der Donau im Hartinger Raum und der Altessinger Hochterrasse als die jüngste Donauterrasse im Altmühltal daraufhin, daß die Donau entgegen der Auffassung von TILLMANN (1977; 1980) eher nach der drittletzten Kaltzeit vor heute — wie bereits SCHÄFER (1966: 108) feststellte — oder bei Annahme einer fünftletzt-kaltzeitlichen Stellung der HT3 (s.u.) evtl. bereits nach der fünften Kaltzeit vor heute das Altmühltal verließ und ihren Lauf an den Albsüdrand verlegte. In beiden Talbereichen zeigt sich zudem eine stärkere altquartäre — prä-HT3 und evtl. prä-25m - Niveau (Jüngerer D.Sch.; s.o.) — Ausräumung des Donautales.

Ebenso wie die HT3 zum Teil von älteren Sockelsedimenten unterlagert wird, bilden tiefere Teile des HT1-Schotterkörpers in größeren Bereichen des Talgrundes das Liegende der ÜT-, NT1- und NT2-Terrasse. Die der HT1-Aufschotterung vorausgehende Tiefenerosion, die den Talgrund in einer durchschnittlich 2,5 - 3 km breiten Rinne auf -2 bis -5 m u. MW tieferlegte, wurde in diesem Raum erst wieder von der spätglazialen und holozänen Tiefenerosion nach Ausbildung der NT2 erreicht (Kap. 4.3.1. u. 4.3.2.). Im Bereich der von ihrer Basis höherliegenden ÜT-, NT1- und NT2-Terrasse (morphologisch) bildet die HT1 eine Tiefenrinne im Talgrund, deren Verlauf mit Hilfe zahlreicher Bohrungen, einzelner Aufschlüsse (Ha 1, 2, 3) sowie unter Einbeziehung eines geologischen Schnittes von HOMILIUS et al. (1983: Tafel 9: Profil 11) in dem weit nach Süden ausgreifenden Talgrund zwischen Barbing und Pfatter erfaßt werden konnte (Beilage 7; Beilage 11, Schnitte D - F).

Erstmals im NT2-Bereich bei Barbing faßbar, donauaufwärts durch die spätglaziale und holozäne Tiefenerosion ausgeräumt, zieht die HT1-Tiefenrinne über Neutraubling nach Süden, wo sie südöstlich von Harting morphologisch als HT1 erhalten ist.

Eine im Bereich der HT1-Tiefenrinne kurzfristig angelegte Kiesgrube am westlichen Ortsrand von Neutraubling (Ha 3) zeigte einen dreigliedrigen Aufbau der Quartärsedimente. Das Liegende bildete in ca. 322 m ü. NN (-3 m u. MW) dm-starke, schwarze, humose Lagen führende, graublaue Tone des Braunkohlentertiärs, das an seiner Oberfläche bis in 20 cm Tiefe von Eisenimprägnationen eines ehemaligen Grundwasserstandes rostbraun verfärbt

worden ist.

Die Liegende, rund 2,5 m mächtige Schotterserie setzte mit einer 80 cm mächtigen Basisblocklage mit durchschnittlicher Blockgröße von 30 cm Durchmesser und einzelnen Weißjurablöcken bis zu 230 x 170 x 100 cm Durchmesser ein. Die Basisblocklage wurde von einem z.T. skelettschotterstreifigen, schwach blockführenden ($\varnothing$ max. 12 cm) horizontal aufgewachsenen, grobsandigen Gki-Schotter überlagert.

Mit einer durchschnittlich 30 cm mächtigen, an der Unterkante mit rund 1 m Höhenunterschied schwankenden Blocklage (bis 25 cm $\varnothing$) legte sich ein weiterer, sehr sandreicher Mki-Schotterkörper mit einer durchschnittlichen Tiefenlage der Blockschotterbasis bei ca 324,5 m ü. NN (ca. -0,5 m u. MW) auf. Im Gegensatz zum sandärmeren, schwach blockführenden Gki-Schotter der Liegendserie kennzeichneten sie zahlreiche bis 40 cm mächtige Grob- und Feinsandlinsen sowie stark grobsandige Mki-Schotter. Vom Sedimentationstypus her ebenfalls ein V-Schotter wurde die rund 2 m mächtige mittlere Serie diskordant bei durchschnittlich 326,5 m ü. NN (+1,5 m ü. MW) von der bis 1 m mächtigen Basisblocklage der NT1 gekappt. Sie setzte sich aus einer Blockpackung bestehend aus Blöcken von 20 - 40 cm Durchmesser zusammen, die im Hangenden von geringmächtigen, skelettschotterstreifigen Mki-Lagen überlagert wurde. Wesentlich geringer sandstreifig unterschied sich der durchschnittlich 5 m mächtige NT1-Schotterkörper auch durch seine graue Farbtönung von dem hellgrauen, stark sandstreifigen Schotterpaket der mittleren Serie.

Zwischen dem liegenden HT1- (liegende Serie: Basis bei ca. -3 m u. MW) und dem hangenden NT1-Schotterkörper (Basis bei ca. 1,5 m ü. MW) liegt hier in geringmächtiger Erhaltung eine weitere eigenständige fluviatile Schüttung (Basis bei ca. -0,5 m u. MW). Aufgrund ihrer stratigraphischen Position dürfte sie der auch morphologisch zwischen der NT1 und der HT1 ausgebildeten UT zuzuordnen sein und gibt daher einen Hinweis auf die anzusetzende Tiefenlage der UT-Basis. Dem entspricht annähernd auch die Tiefenlage der Quartärbasis der im externen Bereich der UT südlich Mintraching niedergebrachten Bohrung 54 (Beilage 6; Beilage 11, Schnitt E) mit ca. 1 m ü. MW.

Die HT1-Tiefenrinne biegt auf der Linie Neutraubling – Obertraubling nach Osten um (Beilage 6), verläuft in etwa talparallel nahe dem südlichen Talgrundrand, ändert auf der Linie westlicher Ortseingang Pfatter – Dengling ihre Richtung nach Nordosten und endet östlich von Pfatter am NT3-Talrand.

Die nordöstliche Verlängerung ihrer Laufrichtung zielt auf die jenseits der Donau zwischen Hofdorf und Münster erhaltenen lößbedeckten Terrassenfluren.

Die orographisch höchstliegende der dortigen, lößbedeckten Terrassen-

flächen – **HT2** – erstreckt sich zwischen Hofdorf und Pillnach (Abb. 10) als rund 800 m breite, dem Steilanstieg des Vorderen Bayerischen Waldes vorge-lagerte Talrandleiste.

Ihre von den Seitenbächen und mehreren Dellentälchen zerschnittene Terras-senoberfläche erhebt sich von 333 m ü. NN an der Terrassenstirn auf durch-schnittliche 336 m ü. NN (17,5 m ü. MW) in zentralen Bereichen und mehrere Meter über 337 m ü. NN in dem von zahlreichen Talrandschwemmkegeln überlagerten Hangfußbereich. Fünf Bohrungen, die im Zuge des Autobahnbaues der A3 auf dieser Terrassenfläche niedergebracht wurden (Beilage 6; Abb. 10; Abb. 11; Anhang Tabelle 2: Nr. 97, 98), ergeben eine maximale Schotterober-kante bei 10 m ü. MW (Abb. 11). In zwei Bohrungen wurde die Quartärbasis im kristallinen Festgestein bei 0 bzw. +2 m ü. MW erreicht, eine Bohrung hat bei einer Teufe bis +0,6 m ü. MW sie nicht erreicht. Bei tertiärem Sohlgestein, bei dem die Schotterbasis durchschnittlich 1 - 2 m tiefer liegt (s.o.), ist daher annähernd eine Quartärbasis knapp über bzw. unter dem Mittelwasser-spiegel (ca. +1 bis -1 m ü./u. MW) anzunehmen.

Als Terrassenkennwerte ergeben sich daher eine Höhenlage der Terrassenober-fläche bei durchschnittlich 17,5 m ü. MW, der Schotteroberkante bei knapp 10 m ü. MW und der Schotterbasis in etwa im MW-Niveau bei tertiärer Basisaus-bildung. Von der Höhenlage der Terrassenoberfläche liegt sie zwar im Niveau der HT3 (Tab. 21), unterscheidet sich aber von ihr durch die wesentlich tiefere Lage ihrer maximalen Schotteroberkantenerhebung und der Tiefenlage ihrer Schotterbasis. Als eigenständige, jüngere fluviatile Schüttung wird sie daher als HT2 bezeichnet.

Zwischen Stadldorf und Niederachdorf ist ihr eine schmale, etwa 7 m tiefere, ebenfalls lößbedeckte Terrassenfläche vorgelagert, die talabwärts sich ausdehnend mit über 1,3 km Breite den Talraum zwischen Pillnach, Ober-zeitldorn und Aufroth einnimmt. Die ebenfalls von den Seitenbächen und zahlreichen Dellentälchen gegliederte Terrassenfläche erhebt sich je nach Lage zum Talgrund zwischen 10,5 - 13 m ü. MW. Nach den aus dieser Fläche vorliegenden Bohrungen (Abb. 10, 11) ergeben sich als weitere Terrassenkenn-werte eine maximale Schotteroberkantenerhebung bei ca. 6,5 m ü. MW und Basiswerte zwischen -4 bis -5 m u. MW. Alle drei Kennwerte stimmen weit-gehend mit den für die HT1 im Hartinger Raum festgestellten Werten überein.

Zwischen der lößfreien Niederterrassenflur (NT2) südöstlich von Kirchroth und der HT1 schaltet sich eine weitere lößbedeckte, ca. 5 - 6 m tiefere Terras-senfläche ein. Östlich von Oberzeitldorn einsetzend zieht sie bogenförmig mit max. 1 km Breite gegen den Talrand Richtung Münster (Abb. 10). Talabwärts ist sie von der bei Kirchroth ebenfalls gegen den Talrand vorspringende NT2 ausgeräumt. Mit ihrer Terrassenoberfläche bei ca. 324 m ü. NN (ca. 7 m ü.

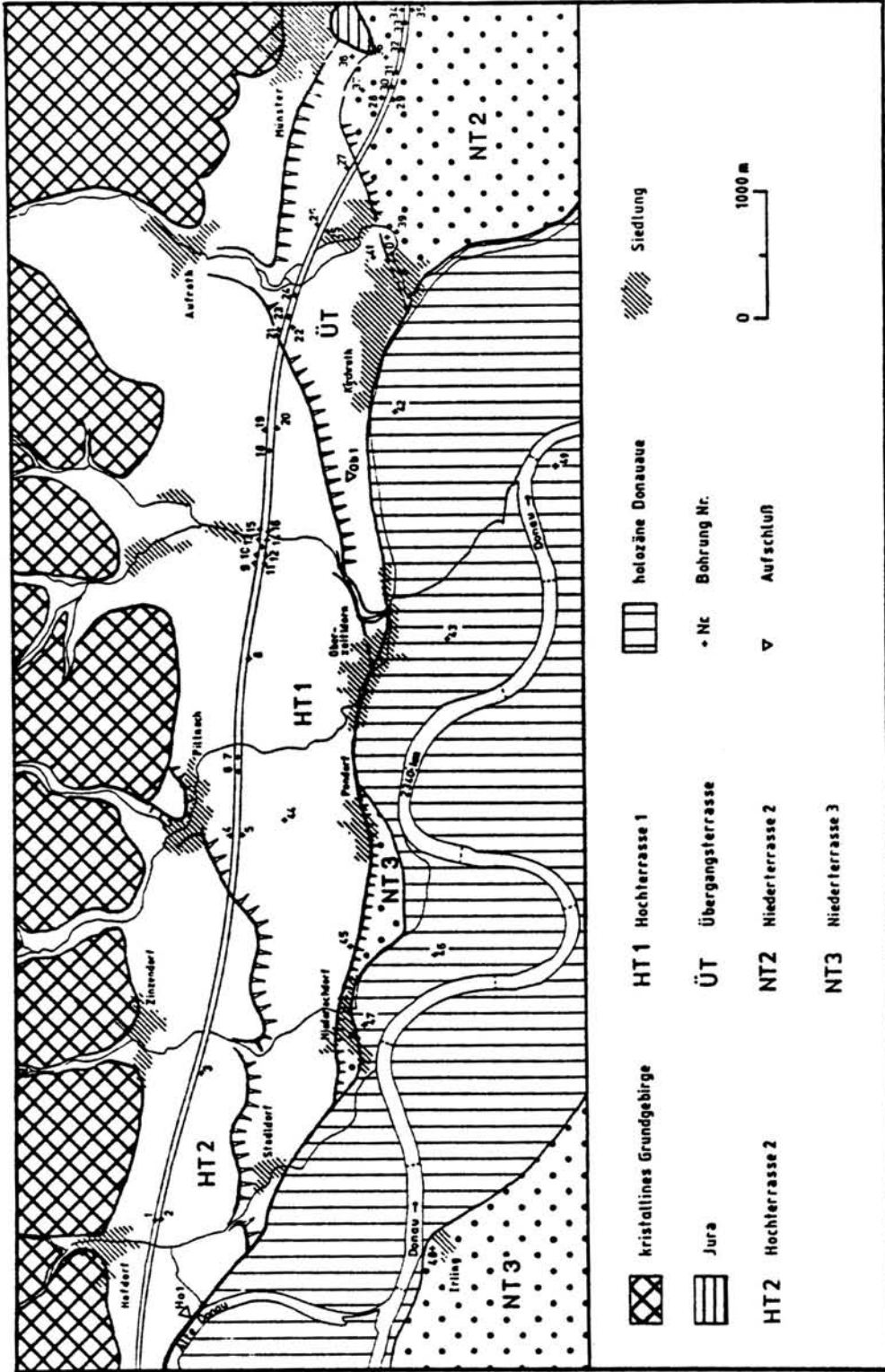


Abb. 10: Pleistozäne Terrassengliederung des Donautales im Raum Hofdorf - Münster

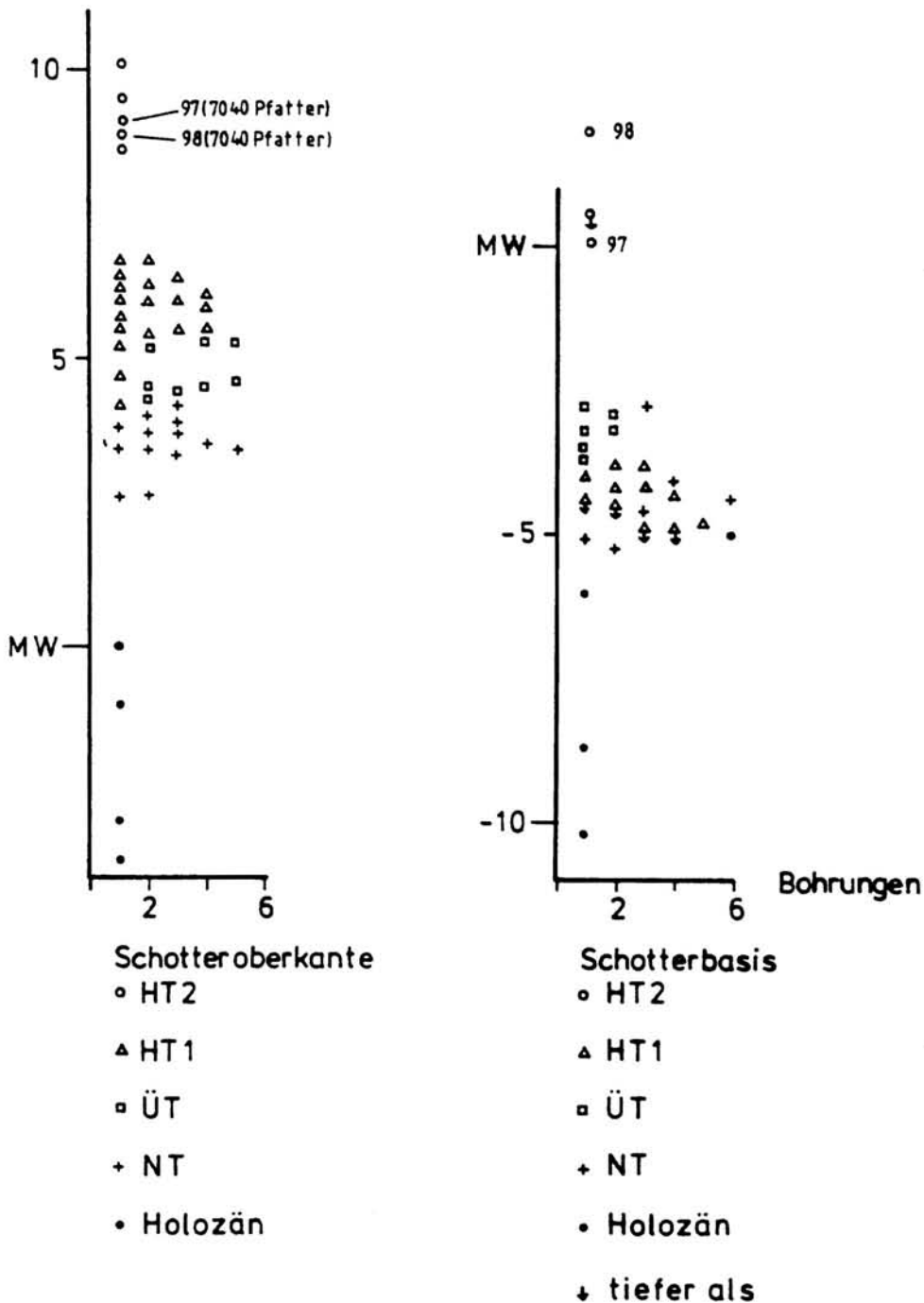


Abb. 11: Höhenlage der Schotteroberkante und Schotterbasis bezogen auf den Talmittel-Wasserspiegel (MW) der Donau nach Bohrungen im Talabschnitt Hofdorf – Münster (Abb. 10; Bohrverzeichnis im Anhang)

MW) und einer rund 2 - 3,5 m mächtigen Lößbedeckung bildet sie sowohl den morphologischen als auch den stratigraphischen Übergang zu den hochwürmzeitlichen und jüngeren Terrassenstufen des Talgrundes. Die Schotteroberkante dieser **"Übergangsterrasse"** liegt lediglich einen Meter über der NT2-Schotteroberkante. Bei beiden Terrassen spiegelt sich in der Tiefenlage ihrer Quartärbasis von ca. -3 bis -5 m die HT1- Tiefenrinne wider (Abb. 11).

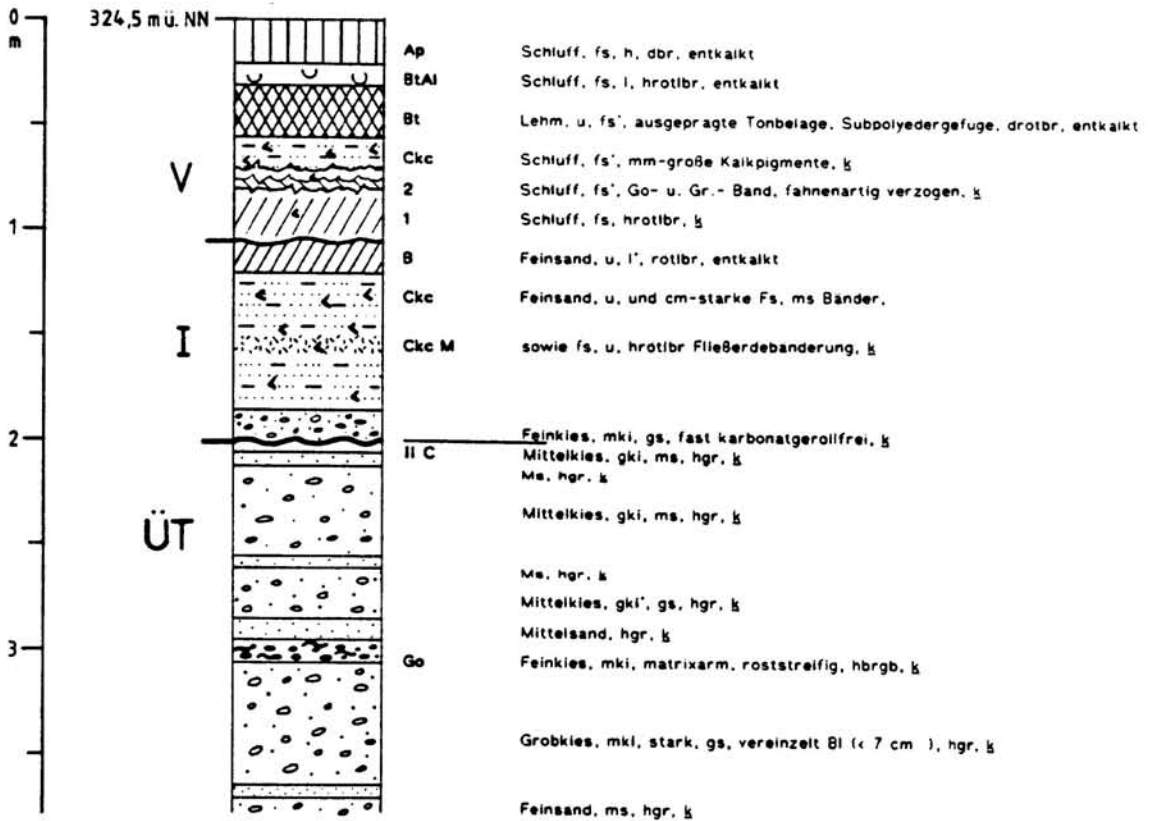
Ein Pendant dieser lößbedeckten Terrassenflur — nahe dem Talgrund gelegen — findet sich zwischen der NT1 und an die HT1 bzw. HT3 angrenzend im Raum südlich Neutraubling (Beilage 7). Als 1,5 bis 2 km breite und über 3,5 km lange, lößbedeckte Terrassenflur erstreckt sie sich im Lee der weit nach Norden vorspringenden HT1 von Neutraubling/Lerchenfeld bis Mintraching. Mit ihrer Oberfläche liegt sie ca. 5 m tiefer als die Terrassenoberfläche der HT1 und ca. 1,5 - 2 m über der NT1. Nach HOMILIUS et al. (1983: Tafel 9, Profil 1) liegt ihre Schotteroberkante von durchschnittlich 2 m mächtigen Lößdeckschichten überlagert fast im Niveau der NT1-Schotteroberkante. Ihre Terrassenoberfläche, die an der Stirn von langgezogenen, NW — SE sich erstreckenden, bis 1 m hohen Dünen begleitet wird, fällt leicht zur Randsenke und gegen die mit kräftiger, steiler Stufe angrenzenden Hochterrassen ein. Die von der Hochterrasse einmündenden Seitenbäche "Litzelbach" und "Egglfinger Graben" folgen dieser natürlichen Leitlinie. Während die ÜT im Osten mit einem 3 m hohen Steilabfall gegen die NT1 grenzt, bildet ihre Begrenzung nach Norden — im Raum Birkenfeld - Reitelberg — einen durch abgeschwemmte Lößdeckschichten abgeflachten, ca. 200 m langen Abfall. Westlich Birkenfeld durchbricht ein tief eingeschnittenes Trockental den Steilanstieg zu HT1, folgt ihrer Randsenke und mündet auf die NT1 aus.

Während die ÜT im Raum Lerchenfeld — Mintraching von LEGER (1965: 155), WEINIG (1980: 23) und HOMILIUS et al. (1983: 82) als eine von Schwemmlöß (LEGER) bzw. Schwemmlehm (WEINIG, HOMILIUS et al.) überdeckte Niederterrasse eingestuft wurde, grenzen alle drei Bearbeiter sie im Raum Oberzeitldorn — Kirchroth nicht weiter ab und sprechen sie dort als Niederterrasse an.

Eine in ihrer Terrassenstirn angelegte Kiesgrube östlich von Oberzeitldorn (Ob 1) zeigt einen oberhalb des Grundwasserspiegels ca. 3 m mächtigen, horizontal geschichteten Donauschotter, der von einer 2 m mächtigen, zweigliedrigen Würmlößabfolge überlagert wird (Abb. 12).

Die liegende Würmlößabfolge Ib setzt mit einem 10 cm mächtigen, grobsandigen Fki- bis Mki-Schotter ein. Während der unterlagernde Terrassenschotterkörper zahlreiche alpine und jurassische Karbonatgerölle führt, setzt sich der basale Fki- bis Mki-Schotter fast ausschließlich aus nichtkarbonatischen Gesteinen zusammen. Analog zu entsprechenden Sedimenten auf dem interglazialen Bt-Horizont der HT3 südlich Harting (Kap. 4.2.2., Lößrhythmus I) liegt die Vermutung nahe, daß auch dieses fast karbonatgeröllfreie Spülsediment als

Ort: Oberzeitldorn Ost
 TK 1 : 25000 : 7041 Münster R 453855 H 542460
 Aufnahmedatum: 29.6.85
 Geländeposition: Terrassenstirn der UT zur altholozanen Donauau
 Nutzung: Wiese



bis zum Grundwasserspiegel bei 5 m unter Flur horizontal
 geschichteter V-Schotterkörper der Übergangsterrasse

Abb. 12: Würmlößdeckschichten und ihre stratigraphische Gliederung
 auf der Übergangsterrasse im Raum Oberzeitldorn

Bodenskelettrelikt einer ehemaligen interglazialen Schotterparabraunerde oder -braunerde anzusehen ist, aus der das Feinmaterial ausgewaschen worden ist.

Das basale Fki-Mki-Schotterband geht in eine 80 cm mächtige, sandstreifige, Lößfließerde über, auf der ein bis maximal 20 cm mächtiger, entkalkter, rötlichbrauner, schwach lehmiger Bv-Horizont ausgebildet ist, wie er in gleicher Ausprägung auch südlich Harting den Lößrhythmus Ib abschließt.

Das abschließende Lößpaket weist zwei für den hochwürmzeitlichen Lößrhythmus V typische schwache, initiale Bodenbildungen auf: eine liegende, hellrötlich-braune Verbraunungszone (1) und einen hangenden, schwach ausgeprägten Naßgley (2). Die rezente Bodenbildung auf der Terrassenoberfläche bildet eine dunkelrotbraune Parabraunerde.

Bezogen auf die Altersstellung der UT zeigt dieser Aufschluß, daß sie bereits während dem Frühwürm (Lößrhythmus Ib, s. Kap. 4.2.2.) von intensiven Umlagerungsprozessen überprägt wurde, somit ihre Aufschotterung vor Ausbildung des Lößrhythmus Ib zu stellen ist. Unter kaltzeitlichen Bedingungen aufgeschottert — V-Schotterfaziestyp —, ist sie daher eher in die vorletzte Kaltzeit als in die Frühwürmphase Ia mit ihren lößstratigraphisch schwachen solifluidalen Umlagerungsmerkmalen (s. Kap. 4.2.2.) zu stellen. Ebenso wie bei der UT im Isarmündungsbereich — aufgeschlossen in der Kiesgrube Natternberg West (s. Kap. 3.2.) — fehlt jedoch bisher in Form einer zwischengeschalteten interglazialen Bodenbildung der sichere Nachweis einer vorletzt-kaltzeitlichen Stellung der UT.

Eine wahrscheinliche **Alterseinstufung** der UT in die vorletzte Kaltzeit (RiB) eröffnet für die Hochterrassen die Frage nach ihrer altersmäßigen Einstufung. Aufgrund ihrer Deckschichtengliederung mit einer bei allen drei Hochterrassen nachgewiesenen, zwischengeschalteten interglazialen Bodenbildung (s. Kap. 4.2.2.) sind sie alle drei als mindestens vorletzt-kaltzeitlich einzuordnen.

Als Maximalalter ist aber ebenso eine Einstufung dieser drei Terrassen in jeweils eine eigenständige Kaltzeit nicht auszuschließen, so die UT als RiB-Terrasse, die HT1 als Mindel-Terrasse, die HT2 als Günz-Terrasse und die HT3 als prä-Günz-Terrasse.

Die Ausbildung der Hartinger Schichten, die als älterer Sockelschotter im Liegenden der HT3 verbreitet sind und wie entsprechend tiefe Quartärbasiswerte in einzelnen internen Bereichen des 25m-Terrassenniveaus — Jüngerer Deckenschotter — andeuten, vermutlich auch diesen noch unterlagern, ist somit mindestens vor die vorletzte Kaltzeit zu stellen, wobei eher ein wesentlich höheres, altpleistozänes Alter anzunehmen ist.

4.2.2. Lößstratigraphische Untersuchungen

Durch den Bodenaustausch beim Bau des BMW-Werkes südlich von Harting wurden auf der HT3- und HT1-Terrasse großflächige Aufschlüsse geschaffen, die deren Lößdeckschichten bis auf den unterlagernden Terrassenschotter offenlegten.

Hierdurch ergab sich die wohl einmalige Möglichkeit in diesem Raum, anhand von zum Teil über 500 m langer Aufschlußwände die würmzeitliche Lößsedimentation und ihre Bodenbildungen im engen räumlichen Zusammenhang zu erfassen.

Die Lage der im folgenden angesprochenen Profile bzw. der Profilschnitte ist aus der Beilage 9 zu ersehen. Die Profile 10-14 (Abb. 13) liegen auf der HT3 und stellen die nach Westen orientierte Aufschlußwand dar. Morphologisch liegen sie am Übergang der nach Süden über 340 m ü. NN hohen, wenig reliefierten (Profil 14, 13) zu der nach Norden abfallenden, von mehreren Dellen gegliederten HT3-Terrassenfläche. So liegen die Profile 12 und 11 am Übergang und Profil 10 innerhalb einer flachen, ca. 1 m tieferen, in diesem Bereich von W — E ziehenden Delle. Während die im Profil 9a (Abb. 15) dargestellte süd-exponierte Aufschlußwand am Hangfuß der nach Süden bis auf 343 m ü. NN ansteigenden HT3-Terrasse liegt, erschließt das Profil 9b (Abb. 15) den Übergangsbereich von der HT3 auf die HT1. Die ostexponierte Aufschlußwand der Profile 5-8 (Abb. 14) liegen auf der HT1 und schneiden ein ca. 150 m breites, flachmuldiges, W — E ziehendes Dellentälchen. Profil 18 (Abb. 16) befindet sich in einem südlichen Seitenast dieses Dellentälchens.

Die in den Abb. 13 - 16 dargestellten Profile und ihre mit einer durchgezogenen Linie hervorgerufene Verbindung ist im Gelände durchgehend erschürft worden und daher abgesichert. Bei gestrichelter Linienführung war ein Aufschürfen nicht möglich. Daher stellt sie eine mutmaßliche Verbindung dar.

Für die stratigraphische Einstufung der Terrassendeckschichten ist entscheidend, daß sie oberhalb des dunkelrotbraunen Bt-Horizontes einer interglazialen Schotterparabraunerde, die an Mächtigkeit und Intensität holozäne Schotterparabraunerden auf den Niederterrassen in diesem Raum noch übertrifft, allein durch eine Anzahl wesentlich schwächerer, bodentypologisch keineswegs vergleichbarer Bodenbildungen gegliedert werden. Da innerhalb der großräumig aufgeschlossenen Deckschichten keinerlei Anzeichen auf eine zwischengeschaltete, intensivere interglaziale Bodenbildungsphase vorliegen (z.B. autochthone/parautochthone interglaziale Bodenrelikte oder mächtigere allochthone Bodensedimente einer umgelagerten interglazialen Bodenbildung), wird der liegende Bt-Horizont als letztinterglazial (Eem) und die überlagernden Deckschichten als würmkaltzeitlich angesehen.

Diese eemzeitliche Bodenbildung findet sich auf der Schotteroberkante der HT3 — außerhalb der Dellenbereiche durchgehend erhalten — als ein bis 1,6 m

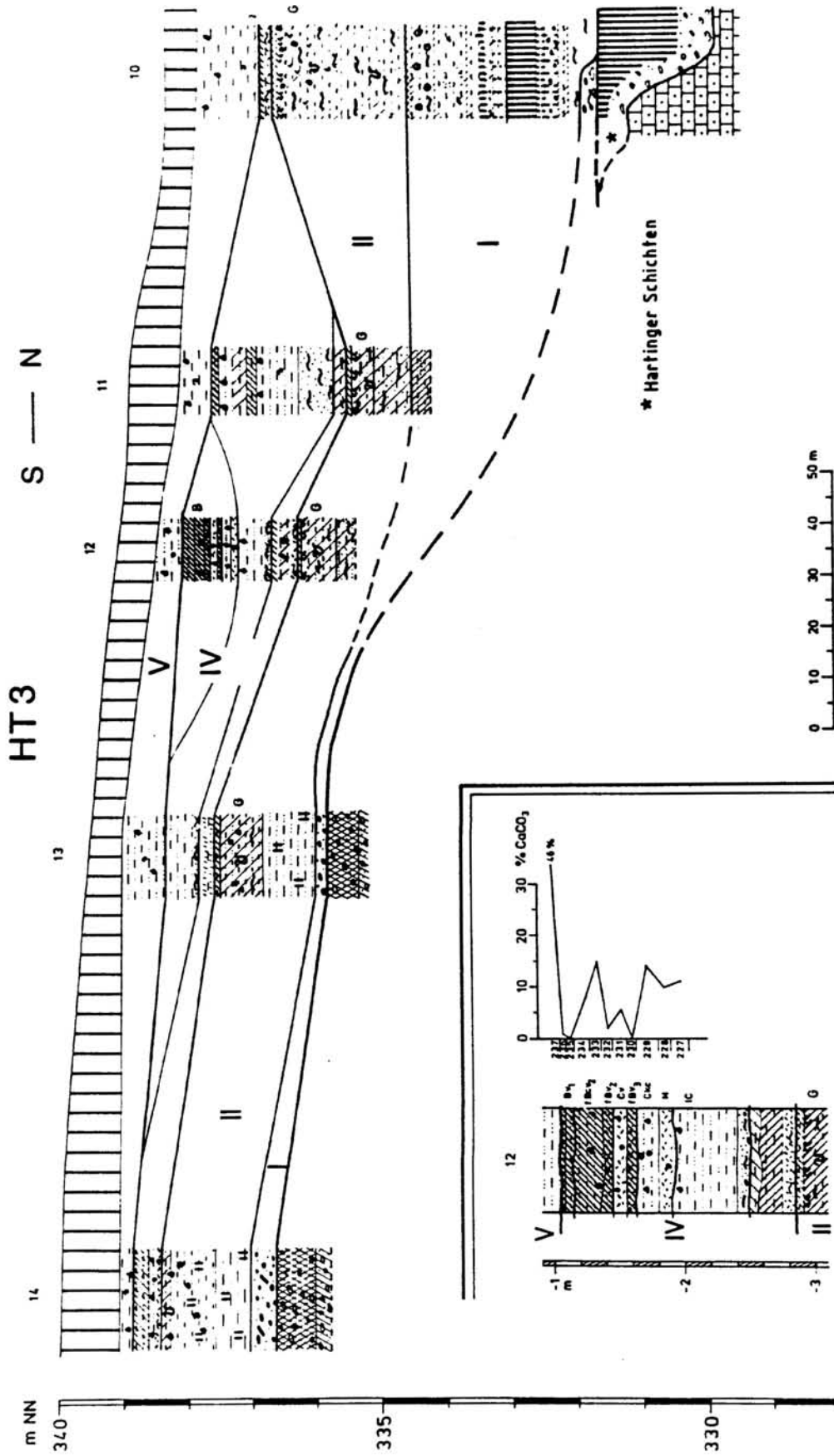


Abb. 13: Würmlößprofile im Hochterrassenbereich südlich von Regensburg-Harting:
Profile 10 - 14

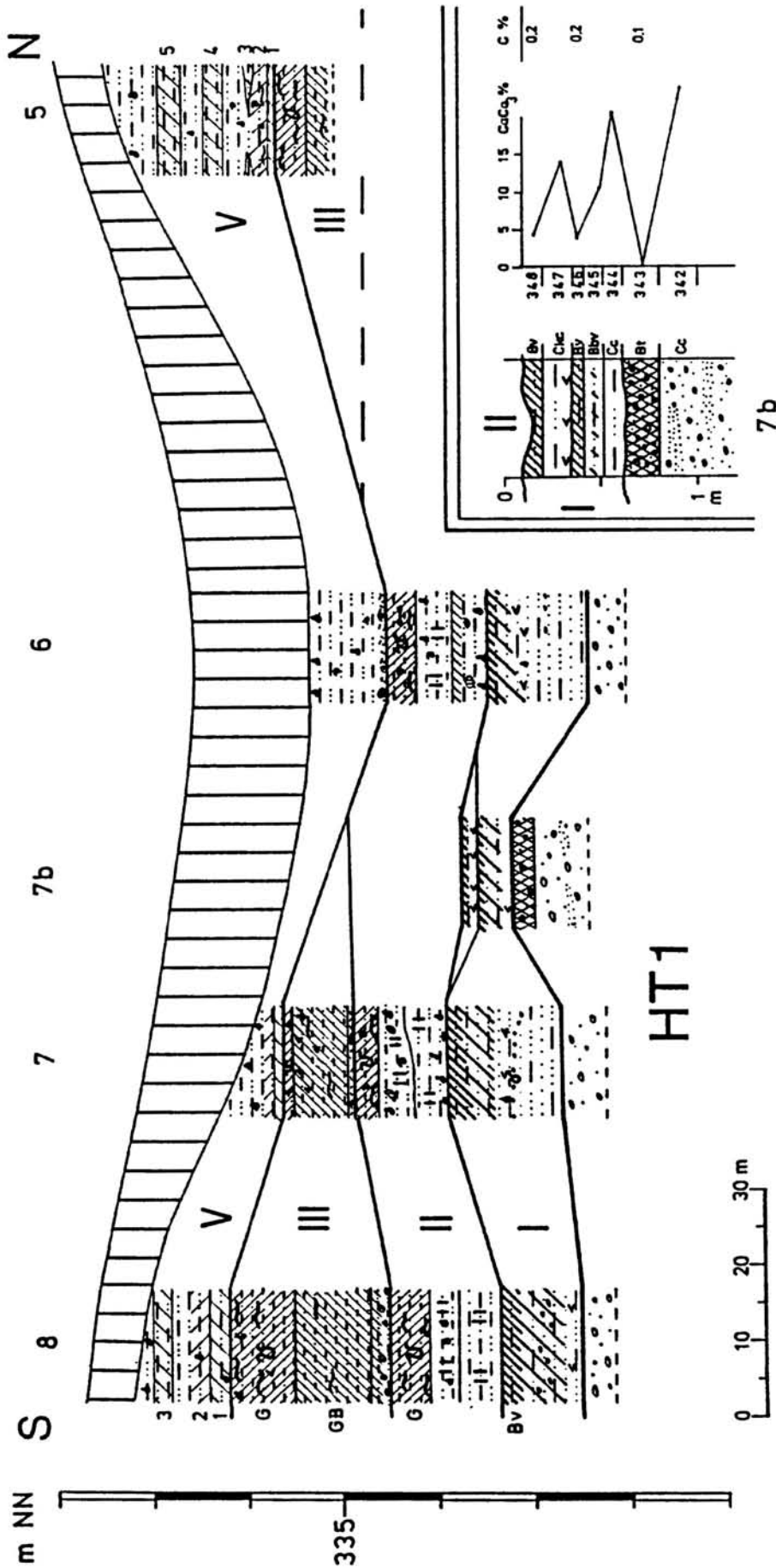


Abb. 14: Würmlössprofile im Hochterrassenbereich südlich von Regensburg-Harting:
Profile 5 - 8

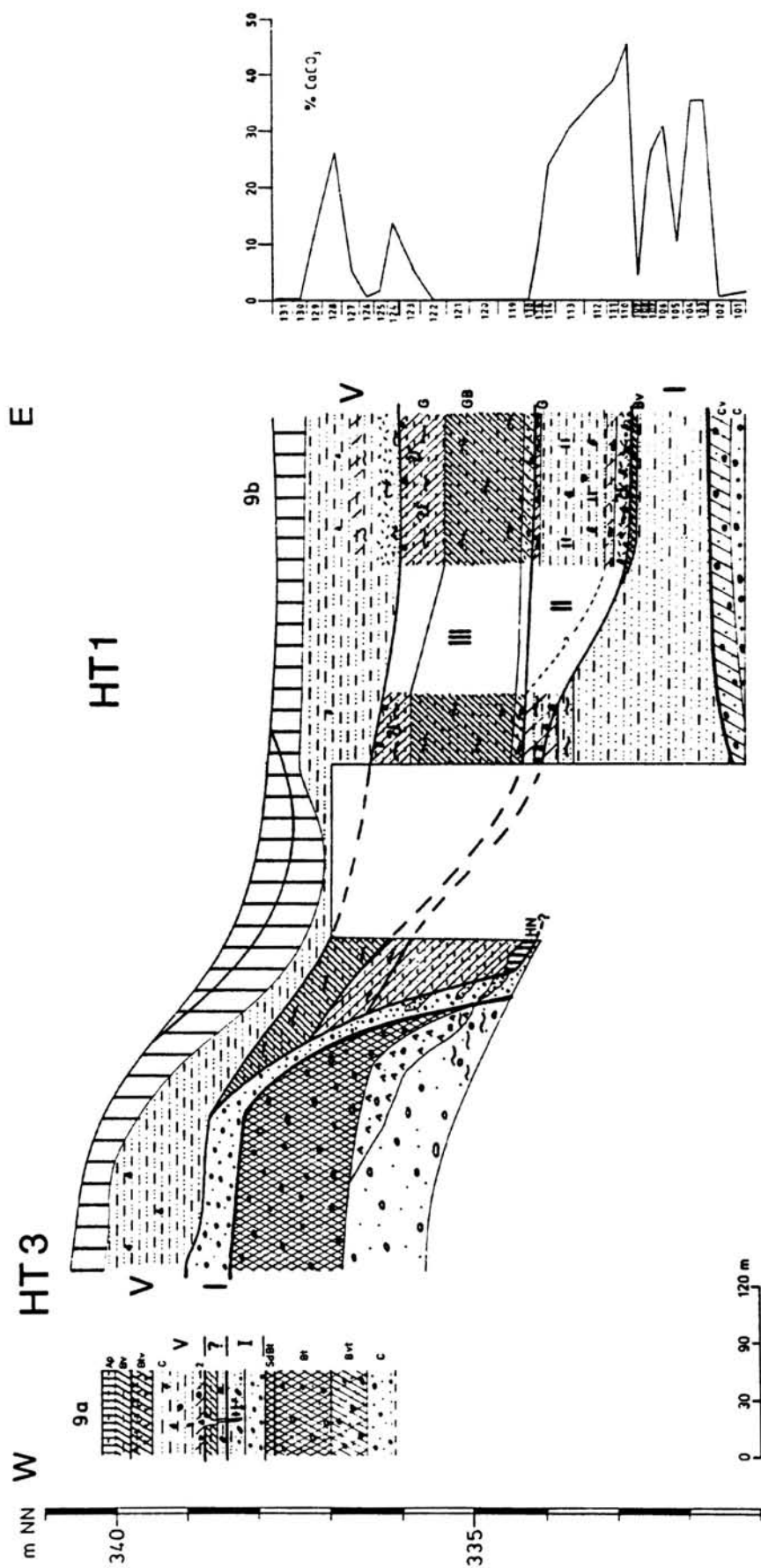


Abb. 15: Würmlößprofile im Hochterrassenbereich südlich von Regensburg-Harting:
Profile 9a, 9b

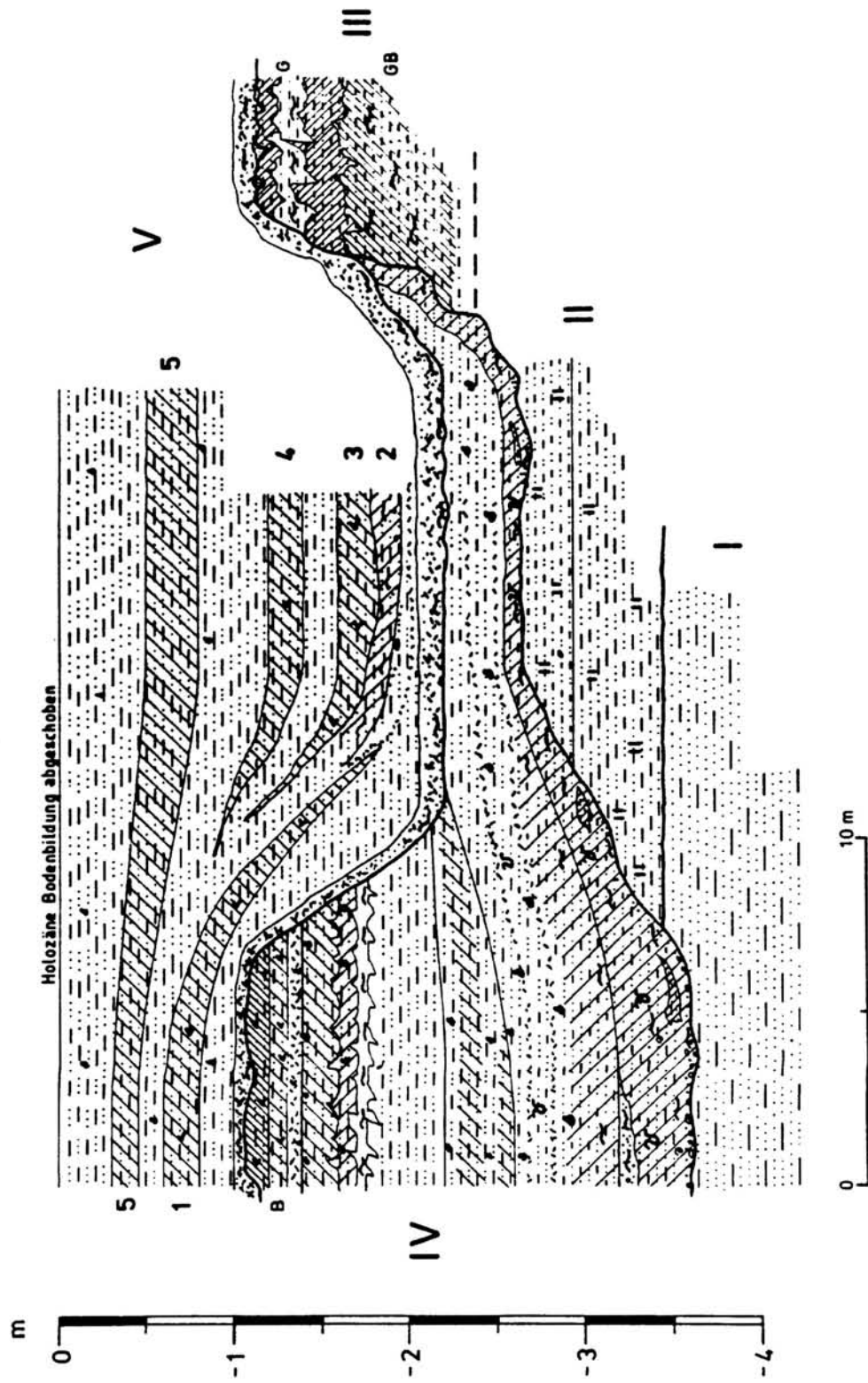


Abb. 16: Würmlößprofile im Hochterrassenbereich südlich von Regensburg-Harting:
 Profil 18

Abb. 16b: Legende zu den Würmlößprofilen in den Abb. 14 - 16

<u>Lithologie</u>	<u>Pedologie</u>
 Lösslehm, schwach tonig	 holozäne Bodenbildung
 Lösslehm	 a) schwach Verbraunungshorizont  b) intensiv
 Löss, lehmig	 a) schwach Oxidationshorizont  b) intensiv
 Löss, typ.	 a) schwach Reduktionshorizont  b) intensiv
 Sandlöss	 Roströhren
 sandstreifiger Löss	 Fe-Mn-Konkretionen
 Fließerde	Kalkanreicherungshorizont
 Sand	 a) Lösskindl
 Kies	 b) Kalkkrusten
 Torf	 c) Pseudomycel, Kalkpigmente
 Mudde	 Kryoturbationen
 Lössschnecken	 Eiskellpseudomorphose
 Holzkohle	
 Knochen	
 fossiler Bt-Horizont	

mächtiger, dunkelrotbrauner Bt-Horizont mit ausgeprägten Tonbelägen auf den Schotterbetten. Sehr selten – wie im Profil 9a (Abb. 15) – ist ein den Schotterkörper überlagerndes bis 15 cm mächtiges, stark lehmiges, dunkelrotbraunes Feinsediment erhalten, das dann ebenfalls vollständig in die Parabraunerdebildung einbezogen ist. Im Profil 9a weist dieses eine schwache Pseudovergleyung in Form mm-großer Fe-Mn-Konkretionen auf. Im Übergangsbereich zur HT1 (Abb. 15, Profil 9b) greift die Bt-Unterkante bis zwei Meter tiefer in den Schotterkörper (bis 335 m ü. NN) und wird von den stark feinsandigen, fein- bis mittelkiesigen, frühwürmzeitlichen Spülsedimenten geschnitten.

Dieses Tiefergreifen der warmzeitlichen Bodenbildung zum Randsenkenbereich der HT1-Terrasse weist auf ein gleiches Bildungsalter der auf beiden Terrassen aufgeschlossenen interglazialen Parabraunerderelikte hin. Nach der kaltzeitlichen Aufschotterung der HT1 lag somit in HT1-nahen Bereichen die Schotteroberkante der HT3 – ebenso wie die der HT1 – ohne größere Deckschichtenbedeckung oberflächennah unter dem Einfluß der nachfolgenden warmzeitlichen Bodenbildung. Die auf der HT3 zu erwartenden, zeitlich der kaltzeitlichen HT1-Aufschotterung entsprechende Lößablagerung war daher bereits vor Beginn der HT1-Terrassenbildung nachfolgenden Warmzeit (Eem, s.o.) in talwärtigen HT1-nahen Bereichen weitgehend abgetragen. Ebenso finden sich rezent talwärtige NT1-nahe Bereiche der Hochterrassen, bei denen der Löß vollständig abgetragen ist und die Schotteroberkante von der rezenten holozänen Parabraunerdebildung überprägt wird (z.B. Abb. 7).

Da die vom BMW-Werk aufgeschlossenen HT3-Terrassenbereiche unmittelbar an die HT1 grenzen, bietet sich hierin ein Erklärungsansatz, warum ältere Löss als auf der HT1 und ebenso weitere interglaziale Bodenbildungen nicht mehr erhalten sind.

Im gesamten, aufgeschlossenen HT1-Bereich ist vorwiegend bei höher aufragenden Kiesrücken der Terrassenoberkante – wie im Profil 7b (Abb. 14) – ein max. 40 cm mächtiger, dunkelrotbrauner, karbonatgeröllfreier Bt-Horizont erhalten. Mit seiner Unterkante bei ca. 333 m ü. NN korrespondiert er auch höhenmäßig mit der interglazialen HT1-Schotterparabraunerde im Profil 15 (Abb. 7) östlich von Harting. In weiten Bereichen der Aufschlüsse hingegen lagern die würmzeitlichen Decksedimente entweder dem Cv-Horizont dieser interglazialen Bodenbildung in Form eines geringmächtigen, braungelben, schwach kalkhaltigen Schotteranwitterungshorizontes oder dem unverwitterten Terrassenschotter auf.

Die beide Terrassen überlagernden würmzeitlichen Deckschichten setzen sich aus mehreren Phasen der vorherrschenden Erosion, Lößakkumulation und interstadialen Bodenbildung zusammen. Sie lassen sich in mindestens fünf Rhythmen unterteilen, die im folgenden von alt nach jung mit den römischen

Ziffern I ... V bezeichnet werden. Von einer Verwendung des Begriffes "Zyklus" wird abgesehen, um nicht eine ungewollte Korrelation mit den von KUKLA (u.a. 1961, 1969) in der Tschechoslowakei aufgestellten Stadialzyklen zu implizieren. Jeder Rhythmus wird durch eine intensive Spül- und/oder Solifluktuationsphase eingeleitet. Ihr folgt eine Zeit vorherrschender Lösssedimentation, die mit einer für den Rhythmus typischen, kräftigen interstadialen Bodenbildung abschließt, und welcher daher die Funktion eines stratigraphischen Leithorizontes zukommen kann. Innerhalb der Rhythmen treten weitere, deutlich schwächere Erosions- und Bodenbildungsphasen auf, die zur Charakterisierung des jeweiligen Rhythmus beitragen, denen aber beim derzeitigen Kenntnisstand keine stratigraphische Leitfunktion zukommt. Im Rhythmus I und IV deutet sich in einzelnen Profilen (Abb. 13, Profil 10; Abb. 18) eine Zweiteilung an, die jedoch dort vorläufig als Unterrhythmen mit den Kleinbuchstaben a und b angesprochen werden. Hierzu bedarf es weiterer Geländearbeiten, wobei eine pollenanalytische Bearbeitung des Rhythmus I im Profil 10 (Abb. 13) ebenfalls zur Klärung dieser Frage beitragen könnte.

Rhythmus I setzt auf beiden Terrassen mit flächenhaft wirksamen, intensiven Spülprozessen ein.

Auf der HT3 wurde der Oberboden der interglazialen Parabraunerde — einschließlich eventueller weiterer, hangender feinklastischer Deckschichten (ältere Löss?) — vollständig erodiert. Wie die geringe Mächtigkeit des erhaltenen Bt-Horizontes in den Profilen 14 und 13 (Abb. 13) belegen, wurden hiervon vor allem größere Teile des Unterbodens in dellen- und flußnahen Bereichen erfaßt. Von den Abspülungsprozessen war vorwiegend das Feinbodenmaterial betroffen, so daß in flächenhafter Verbreitung das ehemalige kiesige Bodenskelett als matrixarmer, 30 - 60 cm mächtiger, karbonatgeröllfreier Kieshorizont dem liegenden Bt-Horizont aufliegt bzw. in vereinzelt Kryoturbations-taschen bis 45 cm tief in ihn hineingewürgt wurde. Im Profil 9 (Abb. 15) geht der liegende matrixarme, mit zahlreichen Fe-Mn-Belägen ausgekleidete, graue Kieshorizont in einen schwach kiesigen, stark holzkohleführenden sandstreifigen Sandlößhorizont mit zahlreichen, mehrere mm-großen Fe-Mn-Konkretionen über. Er deutet hier ein Abklingen der Spülerosionsvorgänge und den Übergang zur verstärkt einsetzenden Lösssedimentation an.

Gleichzeitig mit dem Beginn des flächenhaften Bodenabtrags ist auch die Anlage oder Reaktivierung vom Talgrund ausgehender, bis weit auf die HT3 zurückgreifender Dellentälchen anzusetzen. Einzelne Rinnen — wie zwischen den Profilen 13 und 10 (Abb. 14) — gruben sich mindestens 4 m tief in den HT3-Terrassenschotter ein und räumten ihn z.T. bis auf seine Basis aus.

Auf der HT1 wurde im randsenkennahen Bereich die interglaziale Parabraunerde

fast vollständig beseitigt. Mit Abklingen der Haupterosionsphase setzte hier die Sedimentation eines feinsandstreifigen Lösssedimentes ein. In der Wechselagerung von cm-starken, hellgrauen Feinsandbändchen, vereinzelt eingeschalteten bis max. 20 cm mächtigen, feinkiesigen Mittelsandbändern mit stärkeren feinsandigen, schluffigen Horizonten zeigt sich der wiederholte Wechsel von vorherrschender Lösssedimentation und stärkeren Spülphasen. Vereinzelt treten bis 1 m mächtige, syngenetische Kryoturbationen auf. Die Sandlösssedimentation endet mit einer rötlichbraunen, entkalkten bis schwach kalkhaltigen (sekundäre Aufkalkung) Bänderbraunerde, die in einzelnen Profilstandorten (Abb. 14, Profil 7b) nach kurzer erneuter Sandlösssedimentation von einem weiteren rötlichbraunen Bv-Horizont überlagert wird. Mit bis 20 cm tief in die liegenden Feinsedimente eingreifenden Verwitterungstaschen versehen, zeigt sich die intensive Karbonatauswaschung aus dem rötlichbraunen, schwach verlehmtten Bv-Horizont in einer kräftigen Kalkausfällung im Liegenden entweder konkretionsartig (bis 5cm große Lößkiesel, mm-starke Kalkpigmente) oder lagenweise als mm-starke, weißgraue Kalkbänder.

In dem im Rinnenbereich gelegenen Profil 10 (Abb. 13) setzt eine kräftige, mehr als 3 m mächtige Verfüllung ein. In ihren Sedimenten zeigen sich zwei Sedimentationsabfolgen:

1. Eine liegende, 1,4 m mächtige Fließ- und Stillwasserfazies mit sandigen, feinkiesigen Lagen an der Basis, die von einem 15 cm mächtigen Muddesand mit einem abschließenden 45 cm mächtigen Torfhorizont überlagert werden.
2. Nach einer erneuten Sandschüttung kommt es zur Ablagerung an der Basis schwach humoser, intensiv vergleyter und verlehmtter Lösssedimente, in die ein 5 - 10 cm mächtiges Torfband zwischengeschaltet ist. Eine nachträgliche, intensive pedogene Überprägung des Sedimentkörpers zeigt sich in einem abschließenden 10 cm mächtigen, braunen Bodenhorizont, im Auftreten zahlreicher bis in 45 cm Tiefe reichender Roströhren mit bis zu 2,5 cm Durchmesser (Wurzelbahnen) und in einer bis in 90 cm Tiefe reichenden vollständigen Entkalkung.

Rhythmus II setzt mit einer deutlich schwächeren Erosionsphase ein und entfernt einen Großteil der vorausgegangenen interstadialen Bodenbildung: in Hochposition (HT3) vollständig, in Tiefposition bis auf einen geringmächtigen Unterbodenhorizont. Eine Verlagerung bestehender Dellen oder die Anlage neuer Dellen ist nicht feststellbar.

Als Basissedimente finden sich lokal geringmächtige, graubraune, z.T. schwach rötlich gefärbte, frostblättrige Fließerden mit eingelagerten Fki-Mki-Schnüren. Im Profil 9b (Abb. 15) sind diese bis 25 cm tief in den liegenden Bv-Horizont eingewürgt. Typisch für die schwach verlehmtten Lösssedimente des Rhythmus II ist ihre intensive Pseudovergleyung in Form zahlreicher, mm-großer Fe-Mn-

Konkretionen und ihre grünlichgraue oder grünlichbraune Farbe. Über einem liegenden Sandlößhorizont — lokal mit einer abschließenden, schwachen Verbraunungszone (Abb. 14, Profil 6) — liegt ein weiterer, zahlreiche Lößschnecken führender, schwach feinsandiger Löß. Innerhalb beider Lößhorizonte treten vereinzelte Krotowinen auf (Abb. 14, Profil 6, 7) mit einer entkalkten, dunkelbraunen Lehmfüllung.

Die abschließende interstadiale Bodenbildung stellt ein kräftiger, stark verlehmt (kryoklastische Verwitterung), intensiv frostblättriger Tundrennaßboden mit fließfahnen- und frostspitzenartigen Ausstülpungen der Unter- z.T. auch der Oberkante dar. Bei vollständiger Erhaltung ist er aus einer doppelten Wechsellagerung von jeweils einem stark roststreifigen Oxidationshorizont an der Basis und einem hellgrauen Reduktionshorizont im Hangenden aufgebaut. Bei Überlagerung durch einen unverwitterten Lößhorizont des Rhythmus III ist er generell stark kalkhaltig und molluskenführend (Abb. 14, Profil 7). Häufig jedoch reicht die Entkalkungsuntergrenze des hangenden, interstadialen, braunen Verwitterungsbodens aus dem Rhythmus III bis in den Naßboden hinein und bewirkt eine mehr oder minder starke Kalkabnahme oder auch konkretionsartige Aufkalkung (Abb. 13, Profil 13: Lößkindlage; Profil 11 und 12: Kalkkrustenhorizont). Bei vollständiger Erhaltung beträgt die Mächtigkeit des Naßbodens durchschnittlich 40 cm. Mit zunehmender Muldenposition (Abb. 13, Profil 10 - 13) reicht die Vergleyung tiefer in den liegenden Löß und kann ihn im Muldentiefsten vollständig überprägen (Abb. 13, Profil 10).

In allen bisherigen Aufschlußprofilen legen sich nach einer schwachen Erosionsphase - Solifluktuationsphase - die Lößdeckschichten des **Rhythmus III** unmittelbar dem mehr oder minder stark gekappten Naßboden des Rhythmus II auf (Abb. 15, Profil 9b; Abb. 14, Profile 8, 7, 6). Im Profil 13 - 10 (Abb. 13) ist der Rhythmus III indirekt ablesbar am 10 cm mächtigen, braunen Bodenhorizont mit unterlagernder Kalkkruste. Rhythmus III wird eingeleitet durch eine durchschnittlich 20 cm mächtige, körnige Fließerde aus schwach rötlichbraunem und vergleytem Bodenmaterial sowie schwach feinsandigem, gelbbraunem Löß mit vereinzelt eingelagerten Fki-Mki-Geröllen (Abb. 15, Profil 9b; Abb. 14, Profile 8, 7). Zum Hangenden folgt ein bis max. 1,2 m mächtiger, entkalkter (Ausnahme: Abb. 14, Profil 7, sekundäre Aufkalkung in Form von CaCO_3 -Pseudomycelien und Lößkindl), stark verlehmt, braungelber, frostblättriger Lößlehm mit zahlreichen Rostbelägen auf den Frostblättern. Die zahlreichen Nadelstichporen sind mit schwach fettglänzenden, bräunlichen Ton-Eisen-Belägen ausgekleidet.

Auf ihm ist ein durchschnittlich 60 cm mächtiger, kräftiger Naßboden ausgebildet. Gleiche Sedimentausbildung (schwach toniger Lößlehm) und der fehlende Kalkgehalt (von sekundären Aufkalkungen abgesehen wie in den Profilen 7, 8 - Abb. 14 - und Profil 9b - Abb. 15 - ; s.a. Karbonatgehaltanstieg im Profil

9b - Abb. 15 - ab der Probe Av 123) sowie die bis weit in den GB-Horizont reichende Frostblättrigkeit und die nach unten abnehmenden Rostausscheidungen auf den Frostblättern zeigen an, daß es sich - ohne größere Lösssedimentation - um eine völlige Naßbodenüberprägung der hangenden Partien des GB-Horizontes handelt. Daher ergibt sich eine ursprüngliche Tiefe der Verbraunung und Entkalkung innerhalb des bis max. 2,1 m mächtigen Rhythmus III-Lösses von ca. 1,7 m, d.h. eine fast völlige pedogene Überprägung der vorhergehenden Lößakkumulation. Der stark frostblättrige Naßbodenhorizont greift mit zahlreichen, bis zu 30 cm langen Frostspitzen und Fließfahnen in den liegenden GB-Horizont ein. Ebenso wie der den Rhythmus II abschließende Naßboden zeigt jener trotz intensiver frostmechanischer Verknüpfung einen liegenden roststreifigen Horizont, der als Rostbeläge auf den Frostblättern des GB-Horizontes auftritt. Ein hangender hellgrünlichgrauer Reduktionshorizont lagert dem GB-Horizont unmittelbar auf. Er wird - bei vollständiger Erhaltung (Abb. 14, Profil 8; Abb. 16, Profil 18) - von einem weiteren roststreifigen, braungelben Oxidations- und einem abschließenden, hellgrauen Reduktionsband überlagert. Die Mächtigkeit jedes dieser drei letzten vergleyten Bänder schwankt entsprechend der frostmechanischen und solifluidalen Ausstülpungen zwischen 10 - 30 cm.

Während die Rhythmen II und III mit einer Phase schwacher Erosion ohne erkennbare kräftigere Spülphasen und Dellenbildungen einsetzen und die bestehenden morphologischen Tiefpositionen im Randsenkenbereich der HT1 (Abb. 15, Profil 9b) und dem Dellentälchen auf der HT3 (Abb. 13, Profil 10-14) mit mächtigen Lösssedimenten verfüllen, wird der **Rhythmus IV** durch mehrere ausgeprägte Umlagerungsphasen gekennzeichnet.

Eine intensive Spültätigkeit zu Beginn des Rhythmus IV führt auf der HT3 (Abb. 13) und der HT1 (Abb. 16) zur Neuanlage von Dellen. Im Profil 18 (Abb. 16) reicht die Basis einer zeitlich entsprechenden Delle 2,5 m tiefer als die Oberkante der den Rhythmus III abschließenden Bodenbildung und lagert unmittelbar dem sandstreifigen Löß des Rhythmus I auf. An der vergleyten Basis der Dellenfüllung treten nesterartig grobsandige Fein- bis Mittelkiese auf, die im Hangenden von einer kryoturbat verwürgten, feinsandstreifigen, molluskenführenden Lößfließerde mit eingelagerten Mittelsandlinsen und lehmigen Naßgleyschollen überlagert werden. Über dieser die Delle auskleidenden Basisfüllung lagert ein bis 60 cm mächtiges, stark feinsandiges, hellbraungelbes Lößpaket, durchsetzt von maximal cm-starken Bändern einer schwach rötlichbraunen Fließerde und zahlreichen großen (max. 12 cm Länge) Lößkindln. Im nachfolgenden, bis 40 cm mächtigen Lößhorizont treten zwei sehr schwach verlehnte, hellrötlichbraune, initiale Bodenbildungen auf, die von einem weiteren, schwach feinsandigen Löß überlagert werden. Alle Horizonte weisen eine schwache Pseudovergleyung in Form mm-großer Fe-Mn-Kon-

ktionen auf.

Die erhaltenen Sedimente des Rhythmus IV enden in der Delle mit einer Sequenz schwacher Bodenbildungen. Sie wird eingeleitet durch einen sehr schwach verlehnten Naßboden, auf dem ein sehr schwach verlehnter, rötlichbrauner, stark kalkhaltiger Verbraunungshorizont mit einer unterlagernden Lößkindllage nachfolgt. Dieser wird von einer 10 cm mächtigen, feinsandigen Fließerde aus schwach rötlichbraunem Bodenmaterial gekappt, die in ein 10 cm mächtiges, gelbbraunes Lößband übergeht. Der abschließende bis 15 cm mächtige braune Bodenhorizont reicht mit seiner schwachen Verlehmung und Verbraunung noch bis auf den liegenden Fließerdehorizont, wo an dessen Unterkante ein Lößkindlhorizont (bis 3 cm $\varnothing$) ausgebildet ist. Fließerde, Löß und brauner Bodenhorizont weisen eine intensive Durchsetzung von CaCO_3 -Pseudomycelien auf und sind daher stark kalkhaltig.

Eine ebenfalls mehrphasige, aber deutlich intensivere Bodensequenz als Abschluß des Rhythmus IV konnte wiederum in Dellenposition auf der HT3 beobachtet werden (Abb. 13).

Dort kam es zu Beginn des Rhythmus IV zu einer kräftigen, dellenartigen Ausräumung der gesamten Rhythmus III - Sedimente. Allein die schmale, auf dem Naßboden des Rhythmus II ausgebildete Verbraunungszone mit ihren unterlagernden, bis 5 cm starken, plattigen Kalkkrusten belegt eine intensive Bodenbildungsphase. An der Basis der wiederausgeräumten Delle findet sich häufig die Sequenz (Abb. 13 Profil 10, 12): geringmächtige Fließerde im Liegenden, hellgrau gebleichter Löß mit abschließendem, bis 10 cm mächtigen, kalkhaltigen Verbraunungshorizont. Diese Basislage wird diskordant von einem intensiv durch Fe-Mn-Ausscheidungen gefärbten, roststreifigen, grobsandigen und feinkiesführenden Spülsediment gekappt. Mit durchschnittlich 10 cm Mächtigkeit am Dellenrand (Abb. 13 Profil 13, 14) nimmt es unter Kornverfeinerung zu einem schluffigen Feinsand zum Dellenzentrum hin (Abb. 13 Profil 12) auf 55 cm Mächtigkeit zu. Kennzeichen der hangenden hellbraungelben Lößdeckschichten ist ebenfalls — wie im Profil 18 (Abb. 16) — eine Pseudovergleyung in Form mm-großer Fe-Mn-Konkretionen.

Während im Profil 11 (Abb. 13) die erhaltenen Sedimente des Rhythmus IV mit einer Sequenz schwacher, stark kalkhaltiger Bodenbildungen — hellgrauer Naßboden — hellbraune, schwach verlehnte Verbraunungszone — abschließen, zeigt sich im Profil 12 (Abb. 13) nach einer erneuten Umlagerungs- und geringmächtigen Lößsedimentationsphase eine unmittelbare Aufeinanderfolge sich überlagernder und ineinandergreifender Umlagerungs-, Lößsedimentations- und Bodenbildungsphasen. Dieser insgesamt 60 cm mächtige, zahlreiche mm-große Fe-Mn-Konkretionen aufweisende Bodenkomplex setzt mit einer ca. 10 cm mächtigen, rötlichbraunen, pedogenetisch entkalkten und verlehnten Fließerde (Bv) mit basaler Lößkindllage — in situ — ein. Auf den Grobporen finden sich schwach fettglänzende Ton-Eisen-Beläge. Sie wird von einer 10

cm mächtigen, schwach verlehnten, braunen Lößfließerde (Cv) überlagert, die neben vereinzelt auftretenden kleinen Mollusken deutlich verringerte Karbonatgehalte von knapp 6 % CaCO_3 (s. Abb. 13: Karbonatgehaltkurve) aufweist. Im hangenden, 40 cm mächtigen, lehmigen Bodenkomplex zeichnen sich zwei weitere Sedimentations- und Bodenbildungszyklen ab. Eine liegende, maximal 10 cm mächtige, rötlichbraune und verlehnte Fließerde schließt mit einem 20 cm mächtigen, ebenfalls rötlichbraunen und verlehnten Lößlehm (Bv) ab. Ein weiterer Sedimentations- und Bodenbildungszyklus beginnt mit einem auflagernden, ca. 10 cm mächtigen, feinsandigen, dunkelbraunen Lößlehm, der von einem 5 cm mächtigen, schluffigen, dunkelbraunem Lößlehm (Bv) überlagert wird. Die vollständige Entkalkung der beiden hangenden, dunkelbraunen Lößlehme führte zur Aufkalkung des liegenden, rötlichbraunen Lößlechmes (Bcv) und vorwiegend in seinem basalen Bereich zur konkretionsförmigen Ausfällung des Kalkes in Form zahlreicher, bis 5 cm großer Lößkündl.

Nach Ausbildung dieses Bodenkomplexes setzt mit einer intensiven, neben Dellenbildungen flächenhaft wirkenden Spül- und Solifluktionstätigkeit der **Rhythmus V** ein. In weiten Bereichen kommt es zur völligen Ausräumung der Rhythmus IV-Sedimente, so daß letztere bisher lediglich in einzelnen Dellenpositionen angetroffen wurden. In morphologischen Hochpositionen — wie auf den höheren Bereichen der HT3 (Abb. 15, Profil 9a) — lagert der hellbraungelbe, nicht pseudovergleyte Löß des Rhythmus V meist unmittelbar dem liegenden Rhythmus I — Spülsediment oder geringmächtigen, stark pseudovergleyten, hellgrünlichbraunen oder hellgrünlichgrauen Lößsedimenten des Rhythmus II auf. Mit dem Übergang zur morphologischen Tiefposition der HT1 und im Bereich älterer Dellenbildungen — insbesondere im äußeren Randbereich der HT1 — schalten sich ältere würmzeitliche Lößsedimente und Bodenrelikte ein. Während seine durchschnittliche Mächtigkeit bei flächenhafter Überdeckung ca. 1,5 m — einschließlich holozäner Bodenbildung — erreicht, kann sie in Dellenpositionen auf über 2 m Mächtigkeit ansteigen (Abb. 16, Profil 18; Abb. 14, Profil 5, 6).

Als Ausdruck intensiver Spül- und Solifluktionstätigkeit tritt an der Basis des Rhythmus V — Lösses häufig entweder ein durchschnittlich 5 cm mächtiges, stark roststreifiges, feinkiesiges Grobsandband mit eingelagerten Mki-Geröllen auf, das in Dellenpositionen bis auf 35 cm Mächtigkeit anwachsen kann, und/oder eine 10 - 20 cm mächtige körnige Fließerde, deren Farbe von dem umgelagerten Bodenmaterial abhängig ist. Spül-, Fließerde- oder Lößsediment sind an ihrer Auflagerungsfläche in weiten Bereichen kryoturbat/solifluidal zwischen 10 - 20 cm tief in die liegenden Lößdeckschichten eingearbeitet. Im Profil 9a (Abb. 15) setzte an dieser Diskordanz eine 5 cm breite und bis in 60 cm Tiefe reichende Eiskeilpseudomorphose mit einer feinsandigen, vereinzelt Fki-führenden Füllung an.

Innerhalb des Lößpaketes treten bis zu fünf schwache, initiale Bodenbildungen auf (Abb. 14, Profil 5; Abb. 16, Profil 18). Sie wurden von alt nach jung von 1 bis 5 durchnummeriert. Vier von ihnen stellen schwache, hellrötlichbraune, 20 - 40 cm mächtige Verfärbungen des ansonsten hellbraungelben bis hellgrau-braunen Lösses dar, ohne daß im Gelände Anzeichen einer Entkalkung oder Verlehmung festzustellen waren. Als weitere schwache Bodenbildung tritt im tieferen Tal des Lösses und maximal von einem der hellrötlichbraunen Initialböden unterlagert – somit als zweite Bodenbildung (2) – ein Naßbodenhorizont mit einer 5 - 10 cm mächtigen, roststreifigen Liegend- und einer hellgrauen Hangendlage auf. Im Gegensatz zu den intensiven, verlehmtten Naßböden, die den Rhythmus II und III abschließen, stellt er nur einen schwachen Oxidations- und Reduktionshorizont ohne feststellbaren Verlehmungs- oder Entkalkungsprozeß dar. Mit Ausbildung des Naßbodens scheinen stärkere solifluidale Verlagerungen verbunden zu sein, da er häufig in die liegenden älteren Ablagerungen fahnenartig eingreift (Abb. 13, Profil 10; Abb. 15, Profil 9a).

Den Abschluß des Rhythmus V in Harting bilden **holozäne Bodenbildungen** und Bodenbildungsphasen. Auf den Hochterrassenflächen südlich von Harting lassen sich in Mulden, Rinnen- und Unterhangpositionen bis zu vier verschiedene Bodenchronosequenzen unterscheiden (Abb. 17).

Als älteste Bodenbildung tritt in diesen Positionen von mehr oder minder mächtigen, jüngeren Kolluvien und ihren Bodenbildungen bedeckt, ein bis 40 cm mächtiger Humushorizont einer Schwarzerde auf. Bei geringer nachträglicher pedogener Überprägung (Degradation) weist er eine kräftige braunschwarze Bodenfarbe sowie ein Krümel- bis schwaches Polyedergefüge auf und geht mit unscharfer Untergrenze in den liegenden, von einzelnen Krotowinen durchsetzten Löß über. Bei allen Vorkommen war der Humushorizont entkalkt und besaß zumindest in den hangenden Partien schwach fettglänzende, dunkelbraune Tonbeläge auf den Bodenaggregatkörpern. Bei vollständiger Überprägung durch den Bt-Horizont der nachfolgenden Parabraunerdebildung nimmt der Schwarzerdehorizont eine schwarzbraune Farbe an und zeigt ein ausgeprägtes Polyedergefüge mit intensiven Tonbelägen. Da ihr Humushorizont in allen Vorkommen mehr oder weniger vollständig in den Bt-Horizont der nachfolgenden Parabraunerdebildung einbezogen ist, ja selbst in tieferen Rinnenpositionen – als natürliche Kolluviumfalle – wie sie in Abb. 17 erfaßt ist, meist noch von einem 10 - 35 cm mächtigen, rötlichbraunen Bt-Horizont unterlagert wird, zudem die Abfolge Schwarzerde mit überlagernder kräftiger Parabraunerde bisher nicht beobachtet werden konnte, ist eine stärkere Bodenerosion während der Bildungszeit beider Böden nicht anzunehmen.

Erst nach Ausbildung der Parabraunerde - Schwarzerde - Sequenz kam es in

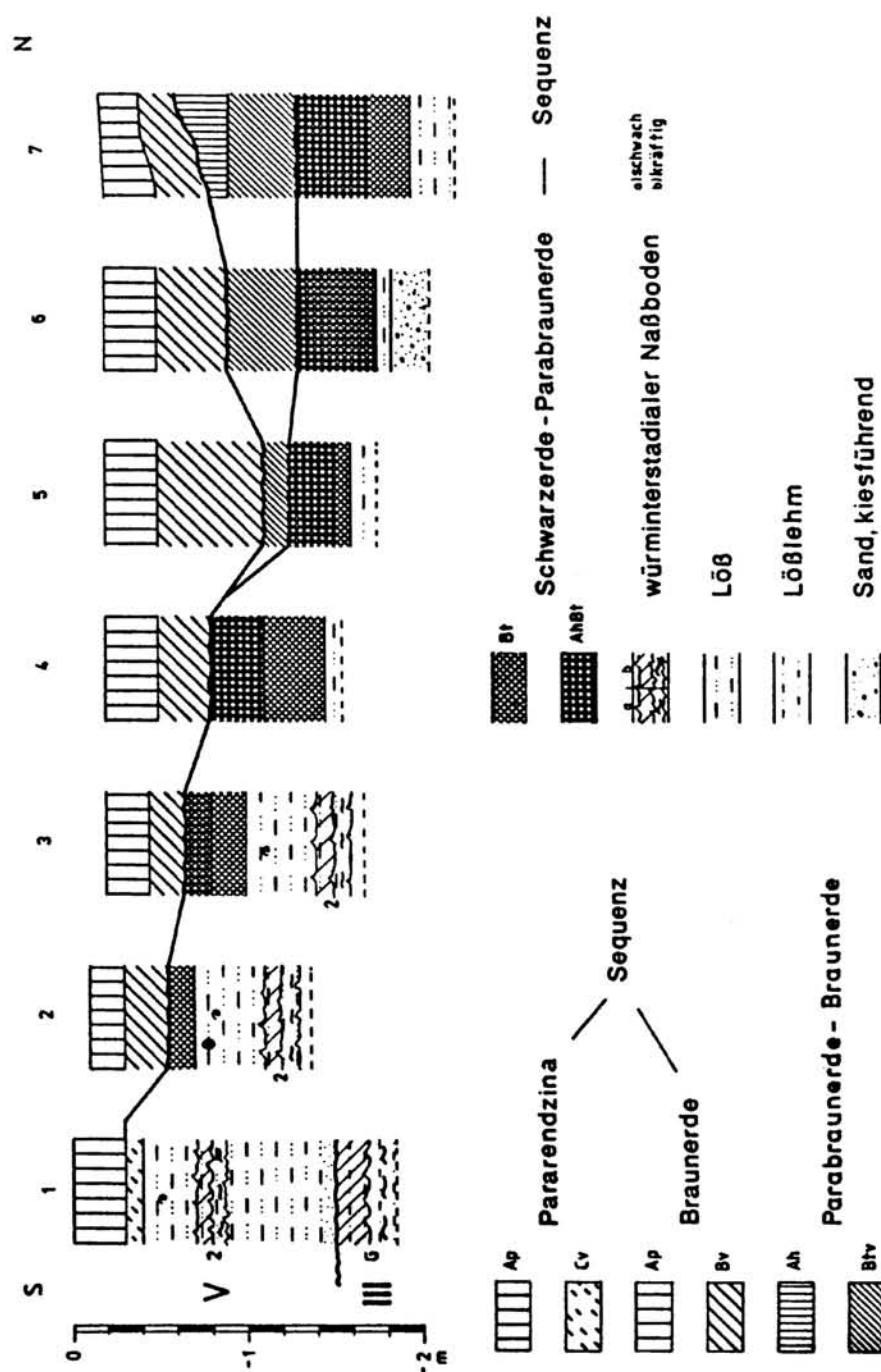


Abb. 17: Holozäne Bodenchronosequenzen auf Würmlöss im Hochterrassenbereich südlich von Regensburg-Harting

morphologischen Tiefpositionen zu einem kräftigen, dunkelbraunen, humosen Kolluviumeintrag, auf dem sich eine gering durchschlämmte Parabraunerde - Braunerde mit schwachen Tonbelägen auf den Bodenaggregaten entwickelte. Diese im Vergleich zur vorhergehenden Parabraunerdedynamik relativ schwache pedogene Überprägung spiegelt sich in den Analysedaten wieder (Tab. 22). Der kolluviale Sedimentcharakter als vorwiegend umgelagertes BtAh-Material zeigt sich in den auftretenden hohen Kohlenstoff- (0,7 % C im fBtAh - Av 292, Av 293 - und 0,68 % C im Btv - Av 294, Av 295), Gesamteisen- (3,4 % Fe_t im fBtAh und 3,4 % Fe_t im Btv) und Tongehalten ($\varnothing$ 37,4 % im fBtAh und 33,5 % im Btv). Während der sprunghafte Anstieg des Verwitterungsquotienten vom Ah- zum Btv-Horizont dort eine kräftige Eisen-III-Freisetzung anzeigt, die aber trotz vorverwitterten Kolluvienmaterials mit rund 27 % gegenüber durchschnittlich 29 % im unterlagernden fBtAh-Horizont noch deutlich niedriger liegt, ist die makroskopisch als schwache Tonbeläge auf den Bodenkörpern erkennbare geringe Toneinschlämmung in den Btv-Horizont anhand der Korngrößenzusammensetzung nicht erkennbar. Erst am Verlauf der Phosphorgehalte ist sie indirekt ablesbar. Wie die Phosphorgehaltverteilung in der heute an der Oberfläche ausgebildeten Parabraunerde (Tab. 23) zeigt, treten maximale Phosphorgehalte nicht nur im Humus, sondern auch an der Untergrenze des Bt-Horizontes (Av 360) auf. Im Al- und im oberen Bereich des Bt-Horizontes zeigt sich dagegen ein deutlich ausgeprägtes Minimum (Av 362, 361). Ebenso verhält sich die Phosphorverteilung in den Bodenhorizonten der Parabraunerde - Schwarzerde (Tab. 22). Maximalen Phosphorgehalten im Bt- und hier auch im Cc-Horizont (Av 289, 290) steht nach oben ein kräftiger Rückgang des Phosphorgehaltes gegenüber. Erst im oberen Bereich des fBtAh-Horizontes (Av 292, 293) setzt parallel zum Anstieg des Kohlenstoffgehaltes ein Anstieg der Phosphorgehalte ein. In der Parabraunerde - Braunerde verhalten sich die Phosphorgehalte in analoger Weise, ohne jedoch ein derart ausgeprägtes Minimum wie in den unterlagernden, von einer kräftigen Parabraunerdebildung überprägten Bodenhorizonten aufzuzeigen. In der abschließenden Braunerde gehen dagegen die Phosphorgehalte sprunghaft vom Ap-Horizont - Düngung - zum Bv-Horizont zurück.

Nach einer längeren Ruhephase bzw. starken Abschwächung der Bodenerosion, die sich nach Ablagerung des Parabraunerde - Braunerde - Kolluviums in seiner pedogenen Überprägung und der Ausbildung eines 35 cm mächtigen Humushorizontes manifestiert, setzte eine weitere kräftige Bodenerosionsphase ein. Sie führte in einzelnen dellennahen Hochpositionen (Abb. 17, Profil 1) zur völligen Beseitigung des Bodenkörpers und innerhalb der weiterbestehenden Dellenposition zur Ausräumung und Wiederverfüllung.

Als Bodenbildung findet sich auf der Hochposition eine schwach verbrauchte Pararendzina, die unmittelbar dem unverwitterten Löß aufliegt. In Tiefpositionen bildete sich eine kolluviale Braunerde, wobei sehr geringe Karbonatgehalte

Tab. 22 : Bodenprofil " holozäne Bodenchronosequenzen auf der HT3 der Donau bei Regensburg-Harting "

Ort: BMW Baustelle Regensburg-Harting, Profil 7, Catena I

TK 1 : 25000 : 7039 Mintraching

R 451282

H 542648

Aufnahmedatum: 8.10.84

Geländeposition : flachmuldige Delle

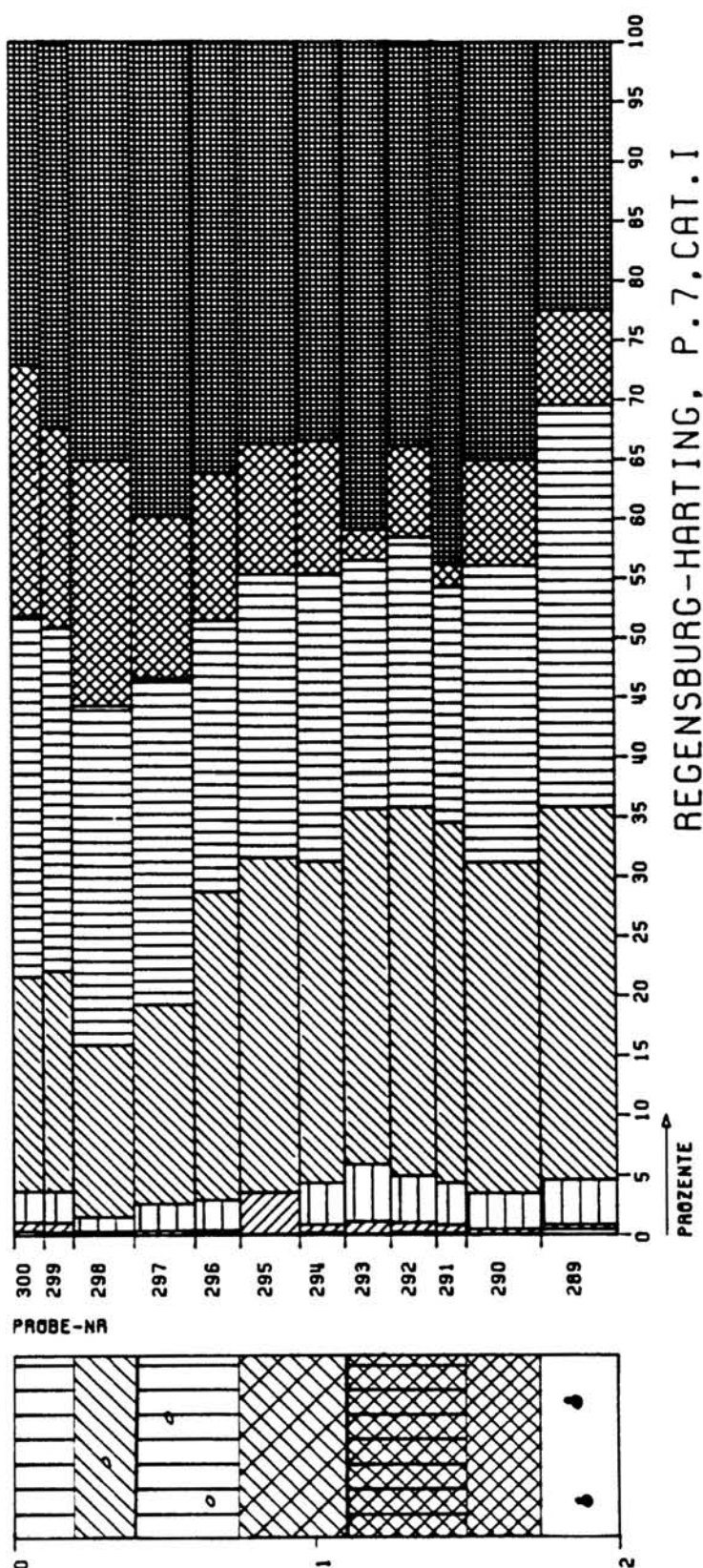
Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (In cm)	Proben Nr.	Tiefe (In cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	20	Av 300	10	Schluff, l, h, br, entkalkt
		Av 299	20	
Bv	40	Av 298	40	Schluff, l, schwach kiesführend, hbr, entkalkt
fAh	75	Av 297	60	Lehm, u, h, sehr schwach Disk.
		Av 296	75	kiesführend, dbr, entkalkt
Btv	110	Av 295	95	Lehm, u, h', Subpolyedergefüge, schwach
		Av 294	110	ausgeprägte Tonbeläge, br, entkalkt Disk.
fBtAh	150	Av 293	125	Lehm, u, h, ausgeprägtes
		Av 292	140	Polyedergefüge kräftige Ton-Humus-
		Av 291	150	Beläge, schwbr, entkalkt
Bt	175	Av 290	175	Lehm, u, fs'', ausgeprägte Tonbeläge, rötbr, entkalkt
Ckc	200	Av 289	200	Schluff, fs', l', Lößkindl, Lößschnecken, hbrgb, k

Analysedaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	Fe _t (%)	Fe _d (%)	Fe _d / Fe _t (%)	P (‰)
Av 300	0,3	1,63	3,3	0,72	21,8	1,03
Av 299	0,3	1,69	3,3	0,78	23,6	0,99
Av 298	0,0	0,76	3,4	0,90	26,5	0,64
Av 297	0,0	0,94	3,4	0,61	18,2	0,77
Av 296	0,0	0,93	3,3	0,63	19,3	0,68
Av 295	0,0	0,69	3,4	0,91	26,6	0,70
Av 294	0,0	0,67	3,4	0,93	27,8	0,83
Av 293	0,0	0,70	3,3	1,03	29,5	0,59
Av 292	0,0	0,71	3,5	0,99	28,4	0,57
Av 291	0,0	0,52	3,6	1,06	29,6	0,47
Av 290	0,0	0,35	3,7	1,06	29,0	0,72
Av 289	21,2	0,16	2,7	0,56	21,0	0,81



Sand - Pelit - Diagramm



zur Tab. 22:

GS MS FS GU MU FU T

Tab. 23: Bodenprofil " rubefizierte Lößparabraunerde auf der HT3 der Donau bei Regensburg-Harting "

Ort: BMW- Baustelle Regensburg-Harting

TK 1 : 25000 : 7039 Mintraching

R 451266

H 541825

Aufnahmedatum: 25.8.85

Geländeposition : am Rande einer flachmuldigen Delle

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	20	Av 364	10	Schluff, fs', l, Krümelgefüge, h, dbr, entkalkt
		Av 363	20	
Al	35	Av 362	35	Schluff, fs', l, schwaches Subpolyedergefüge, hrötigr, entkalkt
Bt	65	Av 361	50	Lehm, u, fs', ausgeprägte Tonbeläge, Polyedergefüge, rotbr, entkalkt
		Av 360		
Cv	80	Av 359	80	Schluff, fs', l', Lammellenfleckenzone, hbrgb, k
Ckc	115	Av 365	100	Schluff, fs', molluskenführend, Löß-kindl, k
f G *	135			Lehm, u, frostspitzenartige Aufwölbungen, stark vergleht, hgr, k

* Naßboden

Analysedaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	Fe _t (%)	Fe _d (%)	Fe _d / Fe _t (%)	P (‰)
Av 364	0,0	1,32	2,9	0,85	29,8	0,82
Av 363	0,0	1,13	2,8	0,81	29,3	0,79
Av 362	0,0	0,60	3,0	0,93	31,1	0,45
Av 361	0,0	0,58	3,8	1,14	30,0	0,46
Av 360	0,0	0,34	4,0	1,32	32,8	0,54
Av 359	26,4	0,28	2,5	0,63	25,6	0,44
Av 365	24,0	0,16	2,2	0,60	27,4	0,42

(0,3 % - Av 299, 300) im Ap-Horizont (Tab. 22) auf eine weiterhin stattfindende, schwache Zufuhr von z.T. unverwitterten, kalkhaltigen Sedimenten hindeuten. Beide überaus intensiven Bodenerosionsphasen beschränken sich vorwiegend auf die Dellen und dellennahen Bereiche. Auf den ausgedehnten, höheren, weniger reliefierten Terrassenflächen zwischen Schwindgraben und Obertraubling ist weitflächig als heutiger Oberflächenboden eine rötlichbraune Parabraunerde (Tab. 23) erhalten.

Eine wichtige Quelle zur Altersdatierung dieser Bodenchronosequenzen bieten früh- und vorgeschichtliche Gruben und ihre Verfüllungen.

Bei mehreren Grabungsaktivitäten des Denkmalpflegeamtes Regensburg südlich und nördlich von Harting, bei Obertraubling und bei Mintraching ergab sich – nicht zuletzt dank der überaus entgegenkommenden Hilfsbereitschaft der Grabungsleiter Frau G. Malcher M.A. und Dipl.Geol. W. Höllerer – die Möglichkeit, zahlreiche bandkeramische bis urnenfelderzeitliche Gruben, Pfostenlöcher und ihre Verfüllungen einzusehen.

Es zeigte sich, daß urnenfelderzeitliche Gruben den rötlichbraunen Bt-Horizont der Parabraunerde kappten und häufiger rötlichbraune Bt-Schollen z.T. mit hellgraugelben Lößsaum in der meist humosen, dunkelbraunen Grubenfüllung schwammen. Südlich des Schwindgrabens im BMW-Werksgelände Regensburg-Harting wiesen ihre oberflächennahen, dunkelbraunen Grubenfüllungen schwache Tonbeläge auf. Da zudem in Nachbarschaft der Gruben vereinzelt urnenfelderzeitliche Keramik im schwach durchschlämmten Btv-Horizont der Parabraunerde-Braunerde auftraten, ergibt sich für die zeitliche Stellung der Bodenerosions- und Bodensedimentakkumulationsphase des Parabraunerde-Braunerde-Kolluviums ein Alter von jünger bzw. gleich alt der urnenfelderzeitlichen Besiedlung. Bereits BRUNNACKER (1958: 17) weist auf Kolluviallehme mit urnenfelderzeitlichen Funden im Donautal bei Straßkirchen hin.

Da im Hartinger Raum eine kontinuierliche Besiedlung über hallstattzeitliche (RIECKOFF-PAULI 1986a; 1986b) bis römischerzeitliche Siedlungsreste (OSTERHAUS 1985: 115ff.) nachzuweisen ist und ein kausaler Zusammenhang zwischen Bodenabtrag und Siedlungstätigkeit – aufgrund der zeitlichen Übereinstimmung des Einsetzens beider Phasen – anzunehmen ist, ergibt sich für das Sedimentationsalter des Parabraunerde-Braunerde-Kolluviums ein Zeitraum von in etwa Urnenfelderzeit bis Ende römischer Kaiserzeit.

Nach einer längeren Ruhephase mit pedogener Überprägung des Kolluviums setzte vermutlich im Zuge des frühmittelalterlichen, nun flächenhaft sich ausdehnenden Landesausbaues eine Phase verstärkter Bodenerosion ein, im Laufe derer es zur Ablagerung des Braunerde-Kolluviums kam. Geringe Kalkgehalte im Ap-Horizont der Braunerde deuten auf schwache, neuzeitliche Bodenablagerungen hin.

Bei den bandkeramischen Gruben und Pfostenlöchern greift die Parabraunerde-

bildung nicht nur entlang ihrer Außenwände um Dezimeterbeträge tiefer in den Löß, sondern reicht – je nach Tiefe der Gruben und Pfostenlöcher – noch weit in sie hinein bzw. durch sie hindurch. Insbesondere, wenn innerhalb der meist stark humosen, schwarzbraunen Verfüllung ehemals unverwittertes Lößmaterial in größeren Linsen und Lagen auftritt, ist sie dort anhand ihrer durchgehenden rötlichbraunen Verfärbung und Verlehmung mit kräftigen Tonbelägen auf den Kluftflächen makroskopisch sicher nachzuweisen. Da mit der Anlage und der Verfüllung der urnenfelderzeitlichen Gruben im Regensburger Raum die Parabraunerdebildung im wesentlichen abgeschlossen ist und WITTMANN (1975: 124ff.) eine rötlichbraune Parabraunerde noch auf Überdeckungen bronzezeitlicher Hügelgräber im Weiherholz westlich Kleinprüfening (Tk 6938 Regensburg) beschreibt, ergibt sich in diesem Raum ein nachweisbarer Bildungszeitraum der Parabraunerdebildung vom mittleren Atlantikum bis zum ausgehenden Subboreal. Schwache Lessivierungen treten jedoch auch noch auf jüngeren, vorverwitterten Kolluvien auf. Offen bleibt die Frage des Einsetzens der Lessivierungsdynamik und damit verknüpft die Frage der zeitlichen Stellung der vorausgehenden Schwarzerdebildung.

In Anlehnung an ROHDENBURG & MEYER (1968: 148ff.) ist ein altholozänes Alter der Schwarzerdebildung anzunehmen, die im Untersuchungsgebiet seit dem mittleren Atlantikum zunehmend degradierte und zur Parabraunerde umgewandelt wurde.

Daß diese im Hartinger Raum aufgestellte Würmlößgliederung keineswegs den Anspruch einer Vollständigkeit erheben kann, zeigt folgendes südlich von Hofdorf am Steilufer der HT2 zur "Alten Donau" aufgenommene Profil (Abb. 18):

Das Liegende bildet eine fossile, mehr als 1,5 m mächtige interglaziale Pseudogley-Parabraunerde. Sie wird diskordant von einem durchschnittlich 40 cm mächtigen, schwach kalkhaltigen, hellgrau gebleichten, feinsandig-schluffigen Lehm überlagert, dessen Unterkante muldenförmig, z.T. frostspitzenartig bis 10 cm tief in den liegenden, letztinterglazialen Boden eingreift und mit diesem ersten Auftreten kaltzeitlicher Vorgänge den Beginn der Würmkaltzeit (s. ROHDENBURG & MEYER 1979: 8) markiert.

Insbesondere im tieferen Teil ist er stärker rostgefleckt und weist die für einen Naßboden typischen Merkmale auf. Ihm liegt eine bis 25 cm mächtige, schwarzerdeartige, stärker entkalkte, schwarze bis schwarzbraune Humuszone auf. In Grabgängen und Krotowinen reicht der Humus bis in den liegenden Naßboden.

Die hangenden Deckschichten werden durch drei intensive Umlagerungsphasen mit anschließender Lößsedimentation und Bodenbildung untergliedert, wobei jede Umlagerungsphase nicht nur durch solifluidal bewegte Fließerden, sondern

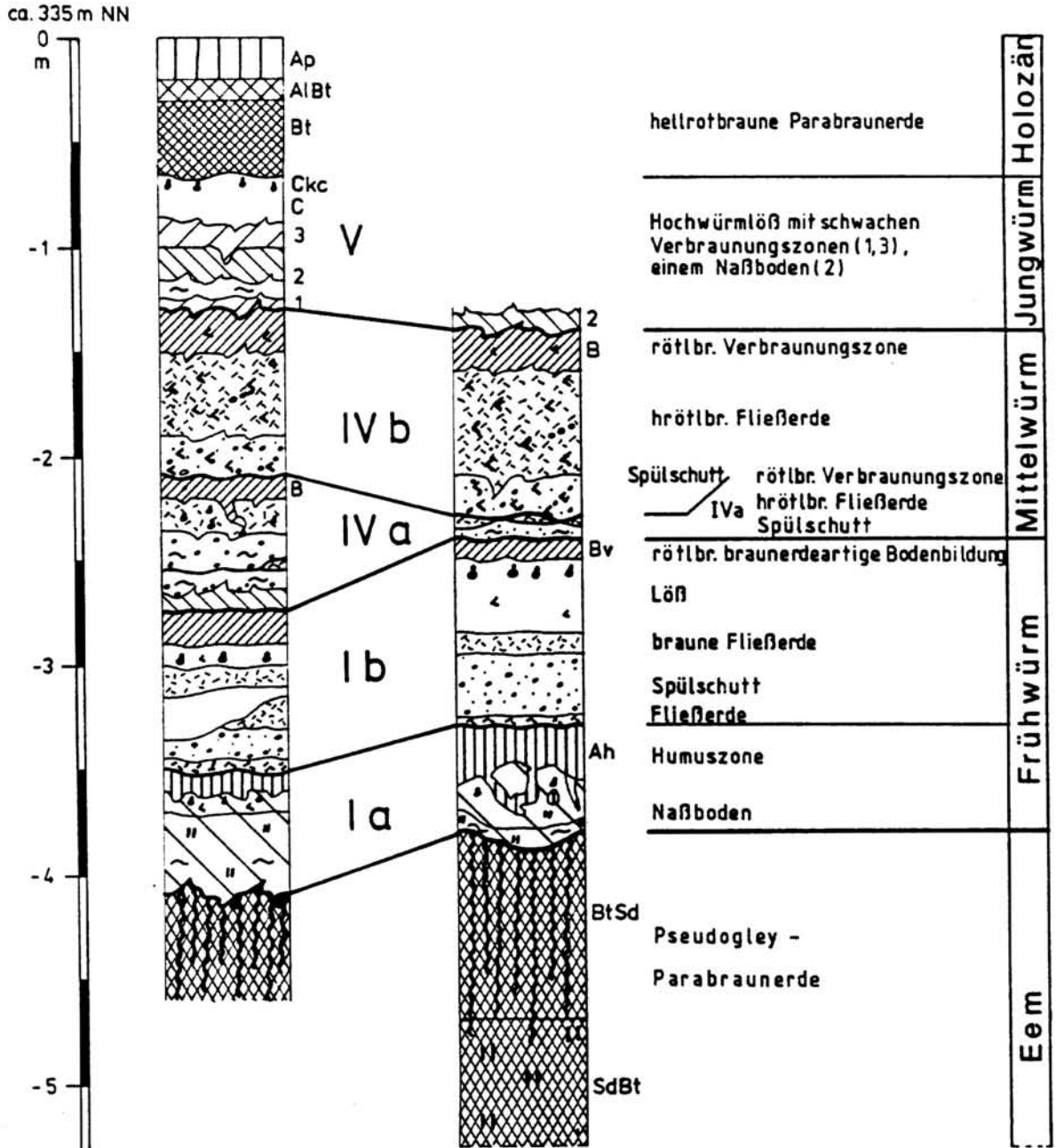


Abb. 18: Würmlössprofil auf der HT2 südlich von Hofdorf

auch durch Spülsedimente charakterisiert ist.

Bei der ältesten dieser drei Bodenbildungen handelt es sich um einen rötlich-braunen, sehr schwach kalkhaltigen, verlehnten Bv-Horizont, an dessen Basis zahlreiche bis 8 cm große Lößklümpchen eine kräftige Entkalkung belegen. Weist bereits die grünlichgraue Farbe des unterlagernden Sandlösses auf ein Alter vor Ausbildung des Rhythmus IV, so ist aufgrund der einleitenden intensiven, z.T. Spülprozesse beinhaltenden Umlagerungsdynamik und aufgrund des abschließenden kräftig entkalkten, rötlichbraunen Bv-Horizontes allein eine Einstufung in den Rhythmus I möglich. Die unterlagernde Naßboden - Humuszone - Sequenz, die mit einer schwachen Solifluktionsdiskordanz unmittelbar dem interglazialen Parabraunerde-Pseudogley-Horizont aufliegt, ist somit älter als der durch eine intensive Umlagerungsdynamik eingeleitete Rhythmus I im Hartinger Raum. Da aber eine Parallelisierung mit dem liegenden Torfhorizont des Rhythmus I im Hartinger Profil 10 (Abb. 13, dem eine kräftige Dellenbildung vorausging, allein aufgrund dieses Aufschlusses derzeit noch nicht auszuschließen ist, wird diese Sequenz vorerst als Unterrhythmus Ia bezeichnet.

Die beiden nachfolgenden Sedimentpakete, die durch vergleyte, feinsandige Basissedimente eingeleitet werden und durch eine schwach verlehnte, rötlichbraune Verbraunungszone mit deutlicher Entkalkung (sehr schwach kalkhaltig) getrennt werden, zeigen in ihrem Sedimentaufbau mit kräftigen Umlagerungsphasen in Form hellrötlichbrauner Fließerdebänder und feinkiesig-feinsandiger Spülsedimente, sowie rötlichbraunen Verbraunungszonen als Bodenbildungen typische Merkmale des Hartinger Rhythmus IV. Deuteten sich dort wie im Profil 12 (Abb. 17) bereits mehrere Zyklen von Erosion, Lösssedimentation und Bodenbildung an, so zeigt sich in diesem Aufschluß eine deutliche Zweitteilung in die Unterrhythmen IVa und IVb.

Das abschließende Lößpaket entspricht sowohl von der Sedimentausbildung — hellgraugelbe Farbe und fehlende Fe-Mn-Konkretionen — als auch seiner schwachen initialen Bodenbildungen dem abschließenden Rhythmus V in Harting. Wiederum wird der auftretende Naßboden (2) von maximal einer fahlrötlich-braunen, initialen Bodenbildung unterlagert und ebenso ist mit ihm eine stärkere solifluidale Ausräumung der liegenden Rhythmus V - Lösssedimente verbunden.

Insgesamt zeichnet sich in der Gliederung der würmzeitlichen Lößdeckschichten auf den Hochterrassen im Raum Regensburg — Straubing das in Abb. 19 dargestellte Schema ab.

Markanter Leithorizont **Interglazialer Bodenbildung** bildet hier — wie in fast allen Gebieten des westlichen Mitteleuropas — der Bt-Horizont einer warmzeitlichen Parabraunerde, der in seinen hangenden Partien — sofern erhalten — durch eine nachfolgende kräftige Pseudovergleyung überprägt worden ist.

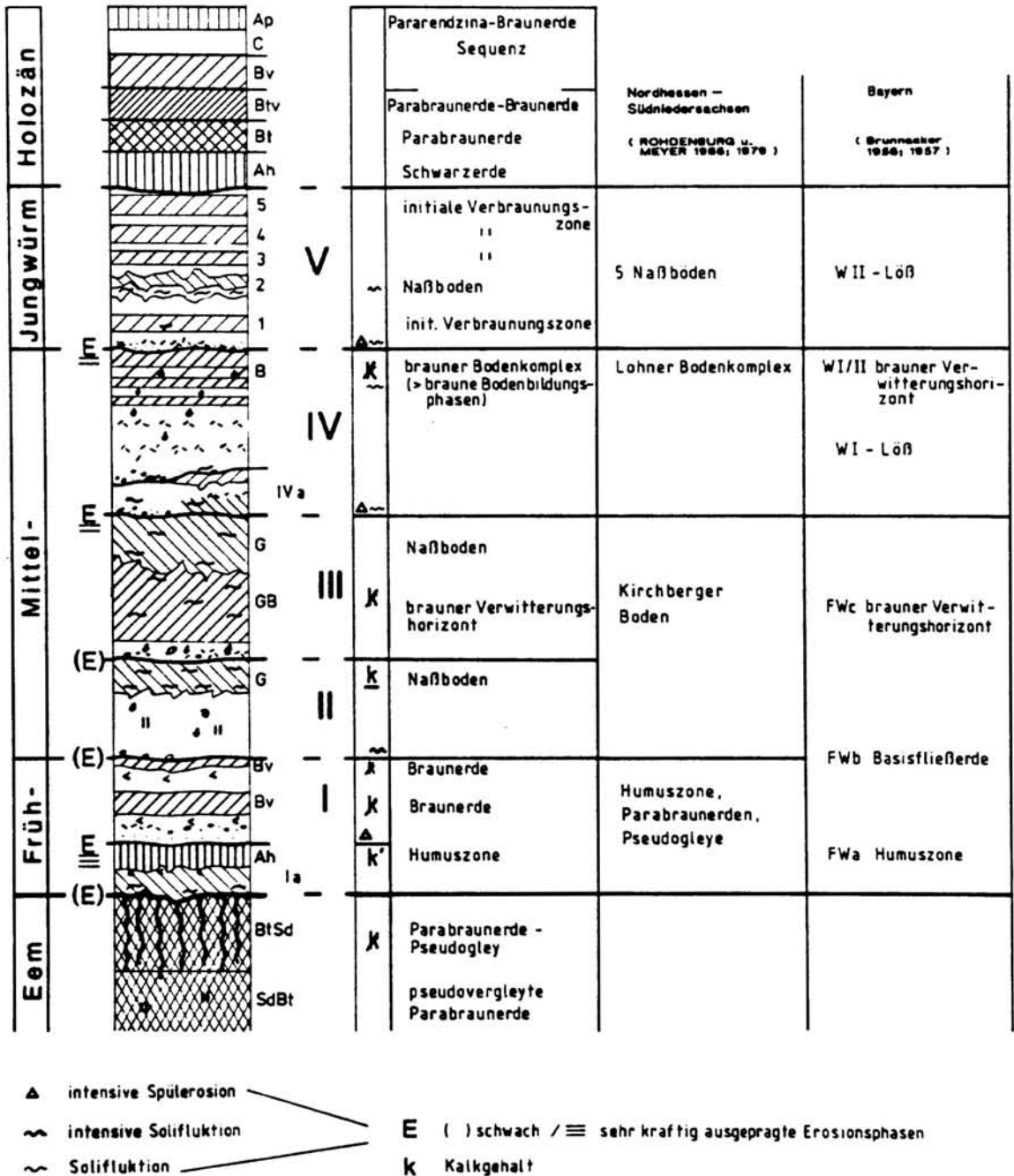


Abb. 19: Lößstratigraphische Übersicht

Während auf den Schotterkörpern der beiden Hochterrassen im Hartinger Raum infolge einer ausgeprägten frühwürmzeitlichen Abspüldynamik lediglich der rotbraune Bt-Horizont mehr oder minder mächtig — je nach morphologischer Lage zum Talgrund und innerhalb der Terrassen — erhalten ist, zeigt das Profil Hofdorf (Abb. 18) eine vollständigere interglaziale Bodenbildungsabfolge von intensiver Parabraunerdebildung mit nachfolgender kräftiger Pseudovergleyung ihrer hangenden Partien. Da diese warmzeitlichen Bodenrelikte allein von würmzeitlichen Deckschichten überlagert werden, ist für sie ein eemzeitliches Bildungsalter anzunehmen. Aufgrund ihrer terrassenstratigraphischen Lage ist jedoch ein höheres Alter — evtl. in Form einer mehrfachen warmzeitlichen Bodenüberprägung — nicht auszuschließen. Zumindestens makroskopisch lassen sich die letzten fünf interglazialen Bodenbildungen mit ihren dunkelrotbraunen Pseudogley-Parabraunerden — wie derzeit in einer aufgelassenen Lehmgrube östlich von Stefnach aufgeschlossen (Abb. 20) — nicht unterscheiden. Erst die altpleistozäne Bodenbildung in Form eines überaus mächtigen Pseudogleyes — "Riesenböden" nach BRUNNACKER (1964 a; 1964 b) — hebt sich von diesen deutlich ab.

Schwache solifluidale Verlagerungen mit in das Liegende eingreifenden Frostspitzen leiten die beginnende würmzeitliche Morphodynamik ein (s. Abb. 18). Den Abschluß bildet eine kräftige, schwarzerdeartige Humuszone, die in Anlehnung an ROHDENBURG & MEYER (1979: 84) auf Waldvegetation schließen läßt. Nach dieser längeren und ausgeprägten interstadialen Bodenbildungsphase führen kräftige Verspülvorgänge zu ausgeprägten flächenhaften Abtragungen mit ersten kräftigen Dellenbildungen. In weiten Bereichen der Hochterrassen im Hartinger Raum kommt es zur Abtragung der liegenden Rhythmus Ia - Sedimente — evtl. auch älterer Lösses und Bodenbildungen (?) — und zur Kappung der interglazialen Parabraunerde bis auf den mehr oder minder mächtigen, auf dem Schotterkörper der Hochterrassen ausgebildeten Bt-Horizont. Charakteristische Sedimente des **Rhythmus I** bilden karbonatgeröllfreie, kieslinsenförmige und sandstreifige Spülsedimente, die mit zunehmender Lösssedimentation zum Hangenden in Sandlöß übergehen. Neben bis 1 m mächtigen syngenetischen Kryoturbationen und kräftigen Dellenbildungen weisen sie auf kaltzeitlich feuchte Klimabedingungen hin. Als abschließende Bodenbildungen treten bis zu zwei geringmächtig erhaltene, rötlichbraune, braunerdeartige Bv-Horizonte auf, die in Verwitterungstaschen und -bändern tiefer in die liegenden Sedimente hineingreifen und in ihrer Ausbildung holozänen Braunerden bzw. Bänderbraunerden ähneln, sodaß es sich vermutlich ebenfalls um Waldböden handeln dürfte. Der in Rinnenpositionen (Abb. 13, Profil 10) wahrscheinlich zeitlich entsprechende, vergleyte und entkalkte Roströhrenhorizont mit bis zu 2,5 cm großen Roströhren weist zumindest auf eine Strauchtundravegetation.

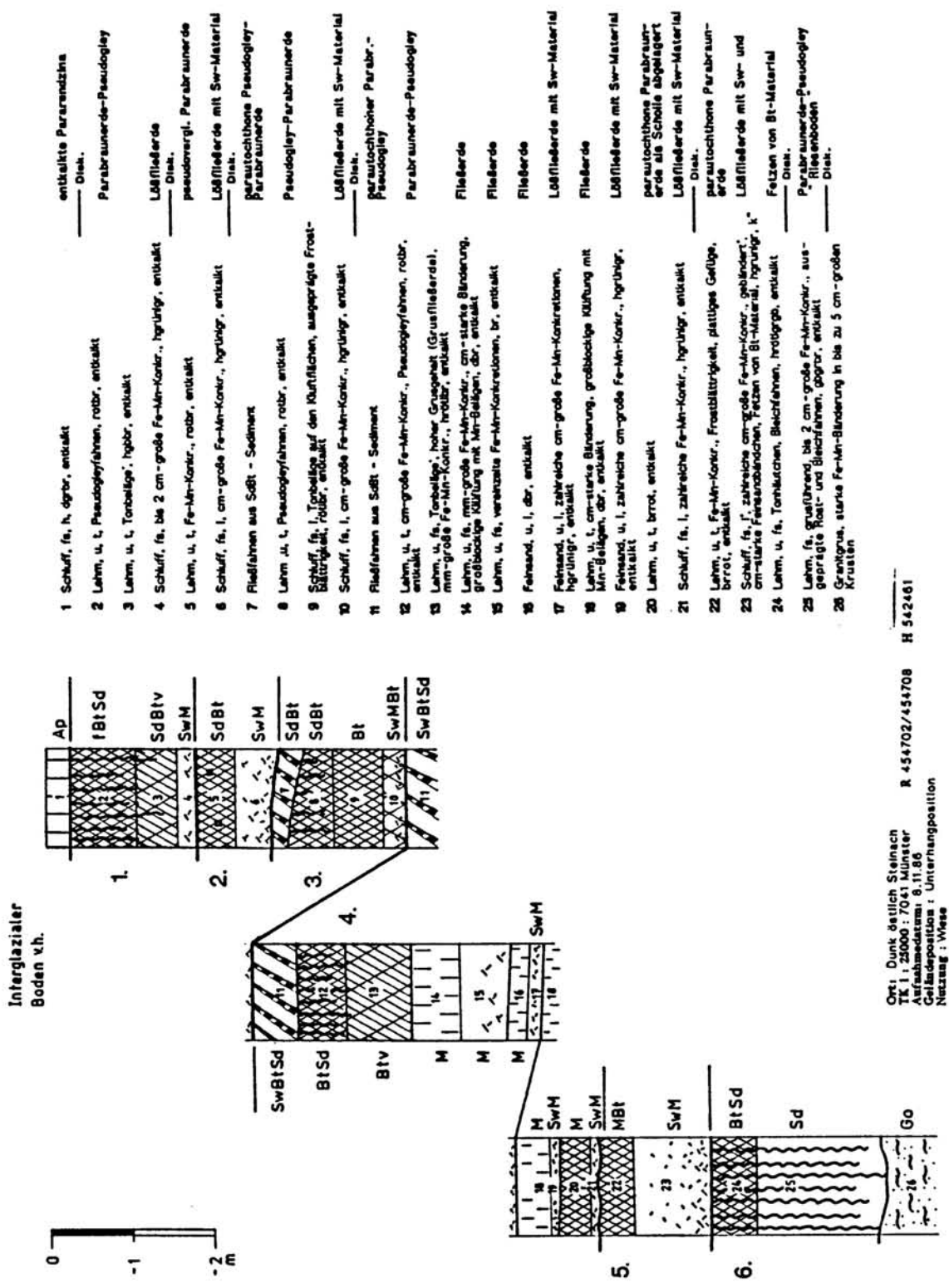


Abb. 20: Interglaziale Bodenbildungen bei Dunk östlich von Steinach

Rhythmus II setzt mit einer wesentlich schwächer ausgeprägten, vorwiegend solifluidalen Umlagerungsphase ein. Sein typisches Sedimentbild zeigt sich in einem mit zahlreichen mm-großen Fe-Mn-Konkretionen durchsetzten grünlichgrauen bis grünlichbraunen Sandlöß, der zum Hangenden in Löß übergeht. Abschließende Bodenbildung ist ein kräftiger, kryoklastisch stark verlehmtter, ehemals kalkhaltiger, intensiv frostblättriger Naßboden (G). Während die vorhergehenden interstadialen Bodenbildungen des Rhythmus I auf Waldvegetation oder zumindest auf eine Strauchtundrenvegetation schließen lassen, endet der Rhythmus II mit einem kalkhaltigen, vergleyten, kryoklastisch verwitterten Solifluktionsboden – Naßboden – der unter frostklimatischen Bedingungen – Stauwassereinwirkung über Dauerfrostboden – ausgebildet worden ist (vgl. FREISING 1949: 18; MEYER & ROHDENBURG 1982: 302).

Da in der Gliederung der Würmkaltzeit nach pollenanalytischen Bearbeitungen (u.a.: WELTEN 1982: 167; WELTEN 1981; GRÜGER 1979: 44, Tab. 2; BEHRE & LADE 1986: 32) das letzte Frühglazial mit einem durch Waldvegetation gekennzeichneten Interstadial endet, ist daher anhand der indirekten Klimazeugnisse – ihrer Bodenbildungen – die Grenze Früh-/Mittelwürm zwischen die Rhythmen I und II zu legen. Nach Vorschlag der SEQS (CHALINE & JERZ 1984: 186) beginnt das Mittelwürm mit der z.T. mächtigen Sequenz aus Lößsedimenten, die auf die Humuszonen von Stillfried-A folgt. Wie die Untersuchungen von ROHDENBURG & MEYER (1979: 66) in Südniedersachsen und Nordhessen gezeigt haben, reicht die bodentypologische Ausprägung der Altwürmböden von schwarzerdeartigen Humuszonen bis zu pseudovergleyten Parabraunerden, wobei als Übergangstyp verbrauchte Unterbodenhorizonte der Humuszonen auftreten. Die oben beschriebenen braunerdeartigen Bv-Horizonte könnten daher als entsprechende Übergangsbildungen angesehen werden und daher mit den Humuszonen von Stillfried-A annähernd parallelisiert werden. Im Sinne des SEQS-Vorschlags wäre daher die Früh-/Mittelwürm-Abgrenzung ebenfalls zwischen die Rhythmen I und II zu legen. Dem entspricht auch die sedimentologische Differenzierung beider Rhythmen, wonach mit dem starken Zurücktreten lokaler Spülsedimentakkumulation und nahautochthoner Sandlößsedimentation erst der Rhythmus II durch das Vorherrschen äolischer Lößakkumulation gekennzeichnet ist.

Ebenso wie der Rhythmus II setzt der **Rhythmus III** mit einer schwachen solifluidalen Umlagerungstätigkeit ein. Über geringmächtigen Basisschichten aus Fließerde- und Lößmaterial folgt ein bis 1,2 m mächtiger entkalkter, stark verlehmtter, frostblättriger, braungelber Lößlehm mit zahlreichen Rostbelägen auf den Frostblättern (GB). Ihm liegt ein bis 60 cm mächtiger, kräftiger Naßboden (G) auf.

Verlehmung, Verbraunung und Entkalkung belegen eine kräftige interstadiale Bodenbildungszeit, die in einer abschließenden feucht-kalten Phase mit einset-

zender Dauerfrostbodenbildung eine bis tief in den Verbraunungshorizont reichende Naßbodenüberprägung erfahren hat. Das Bildungsmilieu derartiger brauner Verwitterungshorizonte ist nicht näher bekannt (ROESCHMANN et al. 1982: 299f.). Da mit der kräftigen Entkalkung eine absteigende Bodenwasserlösung verbunden war, ist während seiner Ausbildung ein Fehlen oder zumindest eine sehr tiefe Lage des Dauerfrostbodens anzunehmen. Erst mit oberflächen-näherer Dauerfrostbodenausbildung in der Folgezeit führte die Übernässung der hangenden Bodenpartien zur Ausbildung eines kräftigen Naßbodens und in jahreszeitlichen Auftauperioden zur solifluidalen Bewegung seiner wasserüber-sättigten Hangendpartien.

Kräftige Spül- und Solifluktiionsphasen verbunden mit der Ausbildung von Dellen kennzeichnen den **Rhythmus IV**. Als Sedimente finden sich neben sandigen, z.T. kiesigen Spülsedimenten zahlreiche hellrötlichbraune Fließerde-bänder, die den feinsandig-schluffigen, hellbraungelben Löß durchziehen und ihm häufig eine schwach rötliche Farbtönung verleihen. Neben sehr schwachen, hellrötlichbraunen initialen Bodenbildungen treten innerhalb dieses Rhythmus mindestens drei kräftige, entkalkte, verlehmt, rötlichbraune bis dunkelbraune Bodenbildungen auf, die — wie z.B. im Profil 12 von Harting (Abb. 13) — in Unterhangpositionen zu einem 60 cm mächtigen, verlehmt Bodenkomplex zusammenwachsen können. Er repräsentiert die letzte bedeutenden Wärmeschwankung innerhalb der Würmdeckschichten und ist daher zeitlich dem Dene-kamp- Interstadial bzw. als Bodenbildung dem österreichischen Stillfried B-Hori-zont gleichzusetzen, der nach CHALINE & JERZ (1984: 186) stratigraphisch das Mittelwürm abschließt.

Rhythmus V setzt ebenfalls mit einer intensiven, neben Dellenbildungen flächenhaft sich auswirkenden Spül- und Solifluktionstätigkeit ein. Charakteristisches Sediment stellt ein hellbraungelber, in der Regel nicht pseudovergleyter Löß dar. Innerhalb dieser im Durchschnitt 1,5 m mächtigen Lößschicht treten bis zu fünf schwache initiale Bodenbildungen auf, wobei der zweite, als schwacher Naßboden (2) ausgeprägte Horizont mit einer relativ stärkeren Soli-fluktiionsdynamik verbunden ist. Innerhalb der fünf Rhythmus V - Bodenbildungen kommt ihm eine stratigraphische Leitfunktion zu, da alle anderen Böden lediglich sehr schwache, hellrötlichbraune Initialböden darstellen.

Den Abschluß bilden **holozäne Bodenbildungen** und Bodenerosionsphasen. Inwieweit zwischen dem Ende der Lößakkumulation und der Ausbildung der vermutlich präborealen/borealen Schwarzerdebildung eine Erosionsdiskordanz existiert, kann aus den vorliegenden Aufschlußbeobachtungen nicht abgelesen werden.

Zur Korrelation dieser im Raum Regensburg – Hofdorf aufgestellten Würmlößgliederung (Abb. 19) bietet sich zum einen die von BRUNNACKER (vor allem: 1954; 1956; 1957; 1958; 1959c; 1970: Abb. 3; 1982) im Untersuchungsgebiet aufgestellte und die aus dem nordhessisch-südniedersächsischen Raum von SCHÖNHALS, SEMMEL, ROHDENBURG und MEYER (u.a.: ROHDENBURG 1968; ROHDENBURG & MEYER 1979; MEYER & ROHDENBURG 1982; SCHÖNHALS, ROHDENBURG & MEYER 1964; SEMMEL 1968) vorliegende, sowie zuletzt von RICKEN (1983) im südwestlichen Harzvorland bestätigte Würmlößgliederung mit ihrer innerhalb Mitteleuropas differenziertesten Bodenabfolge an.

Auf eine mögliche Parallelisierung der Rhythmus I – Bodenbildungen mit den nordhessisch-südniedersächsischen Altwürmbodenbildungen wurde bereits hingewiesen. Hierzu ist noch beizutragen, daß nach RICKEN (1983: 117) im südwestlichen Harzvorland das Altweichsel (**Frühwürm**) innerhalb der Weichselzeit ebenfalls die Periode der größten Umlagerungen durch Solifluktion und Verspülung war, "... d.h. Bodenbildung, sedimentäre Akkumulation und Denudation erfolgten in mehrfachen Wechsel." (hierzu ähnlich: ROHDENBURG 1968: 70f., 76, 95ff.; ROHDENBURG & MEYER 1979: 16).

Im **Mittelwürm** treten zwei kräftige Bodenbildungen auf, die dort als Kirchberger und Lohner Boden bezeichnet werden. Den Kirchberger Boden beschreiben ROHDENBURG & MEYER (1979: 18) als einen braunen Horizont mit Rostbelägen auf den Frostblättern und einem hangenden Naßboden (ebenso: SCHÖNHALS et al. 1964: 203). Er weist Verbraunung, Verlehmung sowie kryoklastische Mineralverwitterung auf (MEYER & ROHDENBURG 1982: 304). Oberhalb des Kirchberger Bodens tritt nach SEMMEL (1968: 56) in mehreren Profilen eine deutliche Abtragungsdiskordanz auf, die durch Solifluktion und/oder Abspülung mehr oder weniger große Teile der liegenden Würmdeckschichten und des letztinterglazialen Bodens ausgeräumt hat. Der Lohner Boden, der das Mittelwürm abschließt, wird von ROHDENBURG & MEYER (1979: 18f.; 79f.) als etwa 1 m mächtiger Bodenkomplex aufgefaßt, der in mindestens zwei entkalkte, verbrauchte und verlehnte Böden untergliedert werden kann. Nach SEMMEL (1968: 50) besitzt er in seiner typischen Ausbildung eine fahrlötlichbraune Farbe.

Unmittelbar nach Ausbildung des Lohner Bodenkomplexes kommt es im frühen **Jungwürm** zu einer kräftigen Abtragsphase mit Solifluktion und starker Abspülung (u.a.: SEMMEL 1968: 56; ROHDENBURG 1968: 18, 96). Im Jungwürmlöß sind in diesem Raum bis zu fünf sehr schwache, geringmächtige (20 – 50 cm), stets kalkhaltige, graue bis grauviolette Naßböden nachgewiesen (Beschreibung zuletzt in: MEYER & ROHDENBURG 1982).

Vergleicht man diese im nordhessisch-südniedersächsischen Raum nachgewiesene Mittel- und Jungwürmlößgliederung (deren Vergleich mit anderen mitteleuropäischen Würmlößgliederungen in: RICKEN 1983: Abb. 11) mit ihrer

Abfolge: Kirchberger Boden (verbraunter Boden mit Rostbelägen und hangendem Naßboden) — kräftige Erosionsphase (Solifluktion und/oder Abspülung) — Akkumulation — Lohner Bodenkomplex (mindestens zwei kräftige verbrauchte Böden) — sehr kräftige Erosionsphase (Solifluktion und starke Abspülung — Jungwürmlöß mit fünf sehr schwachen Bodenbildungen (vorwiegend Naßböden) mit der aus dem Untersuchungsgebiet beschriebenen Würmlößgliederung (Abb. 19), so zeigt sich eine weitgehende Übereinstimmung sowohl in der Abfolge und Ausprägung der Hauptbodenbildungen wie auch der kräftigeren Erosionsphasen.

Unterschiede bestehen in der bodentypologischen Ausprägung der sehr schwachen Jungwürmböden. Während im Raum Regensburg — Hofdorf allein die zweite dieser Bodenbildungen einen schwachen Naßboden darstellt, die anderen dagegen sehr schwachen, hellrötlichbraunen initialen Verbraunungszonen ähneln, besitzen im nordhessisch-südniedersächsischen Raum alle Jungwürmböden einen vorwiegend grauen bis grauioletten Naßbodencharakter. Da diese Bodenbildungen in ihrer stratigraphischen Position als Jungwürmböden übereinstimmen, dürfte es sich im Regensburg — Hofdorfer Raum um zeitlich entsprechende, trockenere Varianten der Bodenausprägung handeln.

Während die Bodenbildungen und Haupterosionsphasen vom ausgehenden Rhythmus III bis zum Rhythmus V weitgehend mit der nordhessisch-südniedersächsischen Gliederung des mittleren und jüngeren Würmlösses vom Kirchberger Boden an übereinstimmen und der Rhythmus I vermutlich dem dortigen Altwurm entsprechen dürfte, findet sich für den Rhythmus II mit seiner abschließenden kräftigen Naßbodenbildung kein entsprechendes Äquivalent. Zwar weisen ROHDENBURG & MEYER (1979: 18) daraufhin, daß im Mittelwurm unterhalb des Lohner Bodens ein bis zwei Naßböden auftreten, wobei ihre stratigraphische Stellung jedoch unklar ist. Einen ausgeprägten Naßboden unterhalb des Lohner Bodens — Gräselberger Boden — beschreiben u.a. SCHÖNHALS et al. (1964: 201) und SEMMEL (1968) aus dem Rhein-Main-Gebiet. Sowohl seine stratigraphische Lage — unmittelbar auf dem über dem Altwurm folgenden Löß ausgebildet — wie auch seine kräftige Ausprägung deuten auf eine dem Rhythmus II — Naßboden korrelierte Bildung hin. Dem widerspricht jedoch, daß alle bisherigen Bearbeiter den Gräselberger Boden des Rhein-Main-Gebietes mit dem Kirchheimer Boden Nordhessens — wenn auch mutmaßlich — verbinden, wobei die Frage offen bleibt, warum sich im Rhein-Main-Gebiet nicht auch der für den Kirchheimer Boden typische basale Verbraunungshorizont findet.

Detaillierte Würmlößbearbeitungen liegen aus dem Untersuchungsgebiet von BRUNNACKER (1953; 1954; 1956; 1957) entlang dem Donautal von Regensburg bis Straßkirchen vor. Nach ihm zeigt sich die in Abb. 21 dargestellte und

nach BRUNNACKER (1982: Abb. 5) bis heute aktuelle, generelle Abfolge.

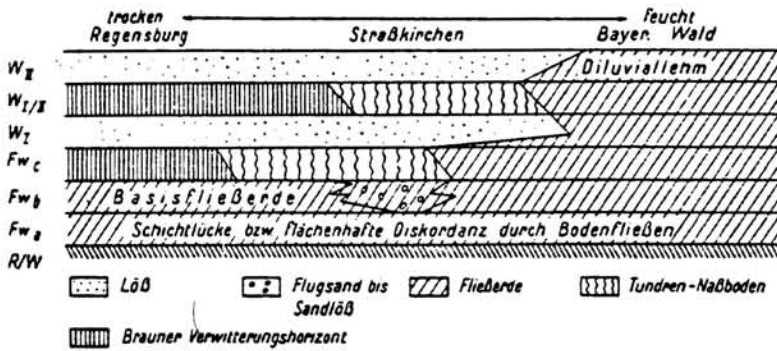


Abb. 21: Fazielle Differenzierung der würmzeitlichen Periglazialprofile in Niederbayern (aus: BRUNNACKER 1956: Abb. 3)

Über einer kräftigen, z.T. flächenhaften Abtragungsdiskordanz wird die würmzeitliche Lösssedimentabfolge mit einer sogenannten "Basisfließerde-Fazies" (BRUNNACKER 1957: 11) eingeleitet. Sie baut sich in den aus dem Untersuchungsgebiet beschriebenen Profilen meist aus einem sandigen-feinsandigen, z.T. geschichteten, sehr häufig zahlreiche Fe-Mn-Konkretionen führenden, braunen, gelbbraunen bis graubraunen Lößlehm auf, der in einzelnen Profilen von Sandlöss mit Flugsandlagen unterlagert oder vertreten wird. Bei Regensburg (BRUNNACKER in HAASE 1963: Abb. 10) und Nördlingen (BRUNNACKER 1957: 35) wird sie von einer schwarzen, sehr humusreichen Lage unterlagert, wobei im mainfränkischen Raum bei Kitzingen (BRUNNACKER 1958; ders. 1970; ders. in BOSINSKI et al. 1985: 211 ff., Abb. 10, Abb. 11) zwei autochthone schwarzerdeartige Humuszonen auftreten. In allen aus dem Arbeitsgebiet beschriebenen Profilen wird die Basisfließerde durch einen Tundrennaßboden abgeschlossen. Die Profilbeschreibung eines braunen Verwitterungshorizontes, der nach BRUNNACKER im trockeneren Bereich — nördlicher Lössfaziesbezirk — des Regensburger Raumes den Fwc - Tundrennaßboden faziell vertritt, liegt aus dem Bearbeitungsgebiet nicht vor. Von Mauern im Wellheimer Trockental beschreibt er (1957: 79f.) diese Bodenbildung als einen 30 cm mächtigen, graubraunen, entkalkten Lößlehm mit Spuren einer ehemaligen starken Durchwurzelung, der von einer 50 cm mächtigen, braunen, entkalkten Basisfließerde unterlagert wird. Im Hangenden folgt ein weiterer brauner Verwitterungshorizont auf W I - Löss als brauner, kalkhaltiger und starke Durchwurzelungsspuren aufweisender Horizont.

Ebenso wie im Profil Mauern wird in seinen Profilbeschreibungen aus dem Untersuchungsgebiet der die Basisfließerde überlagernde Löss durch eine weitere Bodenbildung — brauner Verwitterungshorizont oder Tundrennaßboden

— zweigeteilt. Den liegenden **W I - LÖB** beschreibt BRUNNACKER (1956; 1957) in der Mehrzahl der Profile als braungelben bis hellbraunen, kalkreichen Löß mit mehr oder weniger zahlreichen stecknadelkopfgroßen Eisenkonkretionen oder als stark feinsandigen Löß mit z.T. cm-starken Flugsandlinsen. Eine Ausnahme bildet das Profil Makofen-Loh (1956: 26), wo er durch einen naßbodenüberprägten, gelbbraunen, eisenfleckigen Lößlehm vertreten wird. Braune Verwitterungshorizonte des **W I/II** beschreibt er von Pfelling als 45 cm mächtigen, braunen, kalkreichen, stark feinsandigen Löß mit Pseudomycel und ca. 3 mm großen Grabgängen, sowie von Köfering (1957: 38) als 50 cm mächtigen, hellbraunen schwach bröckeligen Lößlehm auf braungelben Löß mit stecknadelkopfgroßen Kalkkonkretionen.

Der **W II - LÖB** wird durch einen braun- bis graugelben, kalkreichen Löß gekennzeichnet, in dem bei niederterrassennaher Lage cm-starke Flugsandlinsen eingebettet sein können.

BRUNNACKER's **W II - LÖB** entspricht aufgrund seiner stratigraphischen Position und in seinem faziell typischen Erscheinungsbild den Rhythmus V - Sedimenten, wohingegen der häufig Eisenkonkretionenführende oder stark feinsandige **W I - LÖB** typische Merkmale der Rhythmus IV - Akkumulation besitzt. Die beide Löss trennende Bodenbildung in der Ausprägung des braunen Verwitterungshorizontes ähnelt den Bodenbildungen des Rhythmus IV - Bodenkomplexes. Dieser Zuordnung entspricht auch die in der Literatur allgemein vertretene Auffassung, daß BRUNNACKER's hangender brauner Verwitterungshorizont dem österreichischen Stillfried B (BRUNNACKER & HAHN 1978: Abb. 1; MEYER & ROHDENBURG 1982: 304) und dem hessisch-südniedersächsischen Lohner Boden (u.a.: SCHÖNHALS et al. 1964: 205; BRUNNACKER in FINK 1976: Abb.1; ROHDENBURG & MEYER 1979:20; RICKEN 1983: Abb. 11) gleichzusetzen ist.

Im angrenzenden "mittleren Lößfaziesbezirk" (Jahresniederschlag bei 650 - 900 mm), der in etwa das Donautal unterhalb von Tegernheim - Barbing - Mintraching (nach BRUNNACKER 1957: Tafel I) umfaßt, findet nach BRUNNACKER (1954, 1956, 1957, 1978) ein **bodentypologischer Fazieswechsel** als Folge wachsender Bodendurchfeuchtung durch Zunahme auch der würmzeitlichen Niederschläge statt. An Stelle der braunen FWc- und **W I/ W II -** Bodenbildungen tritt nach ihm jeweils ein Tundrennaßboden. Den aus diesem Faziesbezirk beschriebenen braunen Verwitterungshorizont von Pfelling deutet er (BRUNNACKER 1957: 19, 25) als standortbedingte, durch die Hanglage des Profils hervorgerufene trockenere Variante des "normalerweise" zu erwartenden Tundrennaßbodens.

Zur Frage einer derartigen regionalen Differenzierung gleichalter fossiler Bodenbildungen in Korrelation mit heutigen Klimadifferenzierungen außerhalb von standortbedingten besonderen Reliefpositionen — wie insbesondere Mulden-

und Rinnenpositionen — ergeben sich für das Bearbeitungsgebiet (für den südniedersächsisch-nordhessischen Raum u.a. MEYER & ROHDENBURG 1982: 305 ff.) folgende Einwände:

- in dem in Brunnackers mittleren Faziesbezirk gelegenen Profil Hofdorf (Abb. 18), zeigen sich die der WI/II - Bodenbildung entsprechenden beiden Böden des Rhythmus IV als hellrötlichbraune Verwitterungshorizonte. Der im Hangenden ausgebildete schwache Naßboden stellt dagegen eine jüngere Bodenbildung des Rhythmus V dar.
- im Hartinger Raum, der innerhalb des trockeneren nördlichen Faziesbezirkes von Brunnacker liegt, treten im Mittel- und Jungwürmlöß nicht nur braune Verwitterungshorizonte, sondern auch Naßböden auf. Sie repräsentieren jedoch verschieden alte Bodenbildungsphasen, die unter unterschiedlichen ökologischen Bedingungen (braune Verwitterungshorizonte mit Kalkauswaschung und Verbraunung, daher absteigende Bodenwasserlösungen; Naßböden durch Wasserstau über oberflächennahen Dauerfrostboden) entstanden sind. Wie bereits ausgeführt wurde (s.o.), setzen gerade die Rhythmen IV und V mit einer ausgeprägten Erosionsphase ein, von der zuerst die jeweils unterlagernden braunen Verwitterungshorizonte beseitigt wurden. Demgegenüber sind der kräftige Naßboden des Rhythmus II wie auch der schwache Naßboden des Rhythmus V naturgemäß am ehesten noch erhalten. Eine entsprechende Zuordnung der von Brunnacker beschriebenen Naßböden ist daher anzunehmen. Das Fehlen brauner Verwitterungsböden in Brunnackers Profilen aus dem mittleren Faziesbezirk (Ausnahme: Profil Pfelling, s.o.) wäre somit als Schichtlücken zu deuten, wie sie innerhalb von würmzeitlichen Lößdeckschichten — insbesondere bei geringer Aufschlußgröße — eher die Regel als die Ausnahme darstellen.

Brunnackers "Basisfließerde" umfaßt aufgrund ihrer Sedimentausprägung (s.o.), den unterlagernden humosen Basislagen oder auch Humuszonen (Profil Kitzingen, s.o.) und den abschließenden Bodenbildungen entweder in Form eines Tundrennaßbodens oder auch als brauner Verwitterungshorizont (Profil Mauern, s.o.) die Rhythmen I, II und III .

4.3. Die Talgrundterrassen – ihre morphologische, geologische und pedologische Gliederung

Der Talgrund des Donautales baut sich unterhalb von Regensburg und oberhalb des Isarmündungsbereiches morphologisch, geologisch und pedologisch aus zwei großen Terrasseneinheiten auf:

- a) den hochwasserfreien, würmzeitlichen Niederterrassen mit vertikal aufgewachsenen Schotterkörpern – V-Schotterfaziestyp – und syngenetischen Kaltklimaindikatoren sowie abschließenden, weit verbreiteten, holozänen Parabraunerden. Durch zwei morphologisch meist deutlich ausgeprägte Terrassenkanten werden sie in drei unterschiedlich hochliegende und verschieden alte Terrassenflächen gegliedert:
- die ca. 2 - 2,5 m ü. NT3 (6,5 - 7 m ü. MW) aufragende, hochwürmzeitliche Hauptniederterrasse NT1
 - die ca. 1 m ü. NT3 (5 - 5,5 m ü. MW) sich erhebende spätglaziale NT2
 - die um 2 - 2,5 m Höhe (4 - 4,5 m ü. MW) das Auenterrassenniveau überragende spätglaziale NT3, die sich auch in der Tiefenlage ihrer Terrassenbasis deutlich von den beiden älteren Niederterrassen absetzt.
- b) das durch eine mächtige, z.T. mehrgliedrige Auensedimentbedeckung mit schwach entwickelten Auenböden gekennzeichnete, holozäne Auenterrassenniveau, das bis in die jüngste Vergangenheit im extremen Hochwasserüberflutungsbereich der Donau lag. Es setzt sich aus bisher sieben, unterschiedlich alten, mäandergeformten und lateral gewachsenen Reihenterrassen zusammen, deren Quartärbasis im allgemeinen tiefer als die der würmzeitlichen Terrassenflur liegt.

Flächenmäßig haben beide großen Terrasseneinheiten einen sehr unterschiedlichen Anteil am Aufbau des Donautalgrundes. So begleitet das Auenterrassenniveau im durchschnittlich 6 - 10 km breiten Talgrund zwischen Tegernheim und Bogen den auf dieser Talstrecke durch ausgeprägte Mäanderbögen gekennzeichneten Donaulauf als fast durchweg 2 - 3 km breite Zone, wobei in der Regel mehr als zwei Drittel des Talgrundes von Niederterrassenflächen eingenommen werden.

4.3.1. Die Niederterrassen

Als ein wesentliches landschaftsbestimmendes Element des Donautales heben sich die Niederterrassen nicht allein durch ihre charakteristische Höhenlage im Talgrund ($\varnothing$ 4 – 7 m ü. MW), sondern auch durch das weitgehende Fehlen einer Löß- (Ausnahme: Talrandschwemmkegel) und Auensedimentbedeckung (Ausnahme: Hochwasserrinnenfüllungen) von den jüngeren und älteren Terrassenbildungen ab.

Syngenetische Kaltklimaindikatoren (Kryoturbationen, Driftblöcke), der vertikale Aufbau ihrer Schotterkörper (V-Schotterfaziestyp) als Ausdruck eines weit verzweigten, breitbettigen Flusses (braided river) wie auch die weitflächigen, keineswegs holozänen Verhältnissen entsprechenden Terrassenausdehnungen belegen neben zahlreichen Funden gut erhaltener Mammutzähne (aus der NT3 bisher nicht bekannt) eindeutig ihre kaltklimatische Aufschotterung.

Älter als die holozänen Auenterrassen und jünger als die vermutlich rißkaltzeitliche (s. Kap. 4.2.1.) Übergangsterrasse, zudem frei von äolischen Lößablagerungen ist die Ausbildung der drei Niederterrassen in einen Zeitraum vom Frühwürm bis zum Beginn des Holozäns zu stellen. In diesen Zeitraum fallen mindestens drei kräftige Erosionsphasen mit drei nachfolgenden Schotterakkumulationen. Sie führen zur Ausbildung dreier eigenständiger Terrassenkörper – NT1 bis NT3.

Typusgebiet aller drei Niederterrassen bildet der Raum zwischen Tegernheim und der Großen Laaber (Beilage 7). Zwischen dem nahe an die nördliche Talumrahmung des Vorderen Bayerischen Waldes angelehnten holozänen Aueniveau und den bogenförmig nach Süden zurückweichenden, lößbedeckten, tieferen Talhangterrassenflächen nehmen die Niederterrassen in diesem Raum die größte zusammenhängende Fläche innerhalb des Donautales unterhalb von Regensburg ein mit einer durchschnittlichen Breite von 5 – 6 km und einer maximalen Ausdehnung von ca. 9 km zwischen Illkofen und Tiefbrunn. Da zudem die Donau in diesem Raum nach Aufschotterung der NT1 ihren Lauf im Spätglazial sukzessiv nach Norden verlagert hat, sowie in den Talabschnitten Barbing – Eltheim und Pfatter – Große Laaber das holozäne Aueniveau lediglich eine Breitenausdehnung von z.T. weit unter 2 km erreicht, sind hier alle drei Niederterrassen großflächig und im räumlichen Nebeneinander erhalten.

4.3.1.1. NT 1

Die NT1 erstreckt sich südlich der Donau als durchgehend erhaltene Terrassenfläche vom östlichen Regensburger Stadtrand — zwischen der B 15 und B 8 — über Neutraubling — Rosenhof — südlich von Geisling — südlich von Pfatter bis unterhalb der Großen Laaber (Beilage 7).

Nördlich der Donau sind in diesem Raum keine NT1-Flächen erhalten. Ihre flächenmäßig größte Ausdehnung von über 5 km Breite erreicht sie zwischen Mintraching und Großer Laaber, wo sie in einem weiten Bogen fast 2,5 km weit nach Süden gegen die sie begrenzenden tieferen Talhangterrassen ausgreift. Von diesen hebt sie sich sowohl durch ihre fehlende Lößbedeckung als auch die deutlich tiefere Lage ihrer Terrassenoberfläche deutlich ab. Die externe Terrassenbegrenzung zu den angrenzenden tieferen Talhangterrassen bildet im allgemeinen eine mehrere Meter hohe Stufe, die lediglich durch einmündende Seitenbäche u.a. Islinger Mühlbach, Lohgraben, Pfatter, Langenerlinger Bach, Gittinger Bach, Große Laaber und einzelnen Trockentälchen unterbrochen wird. Abgesehen von der terrassenmorphologisch bedingten Abnahme der Stufenhöhe bei angrenzender, lediglich 1,5 - 2 m höheren ÜT (s. Kap. 4.2.1.) treten geringere Stufenhöhen von unter 2 m zum einen östlich von Harting (HT1 s. Kap. 4.2.1.) und zum anderen beiderseits der Taleinmündung der Großen Laaber auf, wo nach HOMILIUS et al. (1983: 61) die Schottermächtigkeit der Hochterrasse bei höhengleicher Schotterbasis um 4 - 5 m reduziert ist.

Die NT1-Terrassenoberfläche besitzt ein dem rezenten Talmittelwasserspiegel (MW) entsprechendes Gefälle von ca. 0,35 ‰ und nimmt in ihrer Höhenlage von ca. 333 m ü. NN südlich Irlmuth auf ca. 326 m ü. NN westlich von Griesau ab.

Als Relikt ehemaliger Flußarme (vgl. BRUNHUBER 1917: 69; LEGER 1965: 155) weist sie eine stärkere Reliefierung in Form mehrerer langgestreckter Rinnen und Einsenkungen auf, denen — als natürliche Leitlinie — die auf die Terrasse einmündenden oder die im Randsenkenbereich entspringenden Bäche und Rinn-saale folgen. Während diese Rinnen im externen, talrandnahen Terrassenbereich meist flache, z.T. über 300 m breite Einmündungen darstellen, sind sie mit Annäherung an das spätglaziale (z.B. Aubach bei Irl) und holozäne (z.B. Geislinger Mühlbach, Pfatter) Donautal und die dadurch bedingte nahe Lage zum tieferen Vorfluterniveau von den ihnen folgenden Gewässern rückschreitend ausgeräumt worden.

Über dem Niederterrassenschotterkörper finden sich als Deckschichten innerhalb der Rinnen holozäne Rinnenfüllungen und insbesondere im externen Terrassenbereich unterhalb von Mintraching und im Randsenkenbereich zwischen Pürklgut — Burgweinting — Harting bei hochstehendem Talrandgrundwasserspiegel verbreitet Anmoore (vgl. WEINIG 1980: 23). So beschreibt CLESSIN (1905) von den Wiesen zwischen Pürklgut und Burgweinting, die innerhalb der

NT1-Randsenke gegen die angrenzende HT3 liegen, schwarze Anmoorbildungen, die von einer weißgrauen Erde mit altalluvialer Molluskenfauna unterlagert wird. Außerhalb der Rinnen liegen mächtigere sandig-schluffige, kiesführende Decksedimente als Schwemmfächer auf dem NT1-Schotterkörper vor den Einmündungen der Pfatter südlich von Mintraching, des Gittinger Baches bei Riekofen und mehreren kleineren Quellmulden und Trockentälern zwischen Dengling und der Großen Laaber.

Bereits hingewiesen (Kap. 4.2.1.) wurde auf den Raum Birkenfeld – Reitelberg, nördlich von Neutraubling–Lerchenfeld, wo von der ÜT abgeschwemmte Lößdeckschichten den Randsenkenbereich der NT1 überdecken und daher die ÜT als ca. 200 m langer, abgeflachter Abfall zur NT1 überleitet.

Wie in Kap. 4.2. bereits dargestellt, befindet sich eine ebensolche talgrundrandnahe Schwemmlößüberdeckung auf der NT1 im Raum nördlich Moosdorf (TK 1 : 25000, Blatt Nr. 7142 Straßkirchen), die dort von BRUNNACKER (1956) als Niederterrasse mit "älterer Schwemmlößüberdeckung in sandreicher Fazies" abgegrenzt wurde.

Unmittelbar an diesen Terrassenabfall zur NT1 schließt sich nach Norden bis zum Moosgraben hin ein ausgedehntes, großteils bereits aufgelassenes Kiesgrubenareal an. An der südlichen Kiesgrubenwand (Tab. 24) wird der Niederterrassenschotter noch von 65 cm mächtigen Schwemmlößsedimenten überlagert, während nach Norden im zentralen Niederterrassenbereich (Tab. 25) der horizontalgeschichtete Terrassenschotter unter einer durchschnittlich 30 – 40 cm mächtigen, kiesführenden Verwitterungsdecke nahe der Oberfläche ansteht.

In beiden Terrassenbereichen bildet eine kräftige Parabraunerde mit dunkelrotbraunem Bt-Horizont die abschließende holozäne Bodenbildung, wie sie für die Niederterrassen in diesem Raum – in weiter Verbreitung auftretend – kennzeichnend ist. Sie findet sich ebenfalls bei geringmächtiger Flugsandbedeckung, so z. Bsp. im Mintrachinger Holz südlich des Geislinger Mühlbaches, wo eine 40 – 60 cm mächtige, schluffig-feinsandige Flugsandschicht den Niederterrassenschotter überdeckt (Tab. 27).

Wie der schwach kiesführende, im oberflächennahen Bereich auch sehr schwach kalkhaltige Ap-Horizont im Profil Le 1 (Tab. 24) zeigt, finden in diesem Bereich als Folge ackerbaulicher Nutzung junge Bodenverlagerungen statt. Daher reicht hier die Bodenbildung lediglich bis 80 cm unter Flur, wobei die Bt-Oberkante bei 65 cm unter Oberfläche liegt. Im allgemeinen liegt die Bt-Unterkante zwischen 80 – 100 cm unter Flur und die Verwitterungstiefe reicht 120 – 140 cm (Tab. 26, 27), seltener bis 160 cm (Tab. 25) tief in den Terrassenkörper.

Im Bereich kryoturbater Verwürgungen, wo dem kalkungesättigten Sickerwasser Infiltrationsbahnen vorgezeichnet sind, greift sowohl die Lessivierungs-

Tab. 24: Bodenprofil " rubefizierte Parabraunerde auf der NT1 der Donau bei Neutraubling - Lerchenfeld "

Ort: Kiesgrube östlich Neutraubling und nördlich Gut "Lerchenfeld", (Le 1)

TK 1 : 25000 : 7039 Mintraching **R** 451634 **H** 542620

Aufnahmedatum: 20.7.84

Geländeposition : externer NT1-Terrassenbereich, ca. 333 m ü. NN

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	20	Av 14	10	Schluff, fs, fki", l', h, br, k"
		Av 15	20	
Bt	65	Av 16	30	Schluff, fs", t, ausgeprägte Tonbeläge, Polyedergefüge, drotbr, entkalkt
		Av 17	40	
		Av 18	50	
		Av 19	65	
II Btv	80	Av 20	80	Mittelkies, fki, ms, gs', vereinzelt Tonbeläge, vereinzelt mürbe Karbonatgerölle, rotbr, k'
C	120	Av 21	90	Feinsand, fki, hgbb, k Wechselagerung: Fs, ms - und Mki, fki, ms - Lagen
		Av 22	100	
		Av 23	120	

> 400 horizontal geschichteter, stark mittelkiesiger NT1-Schotterkörper

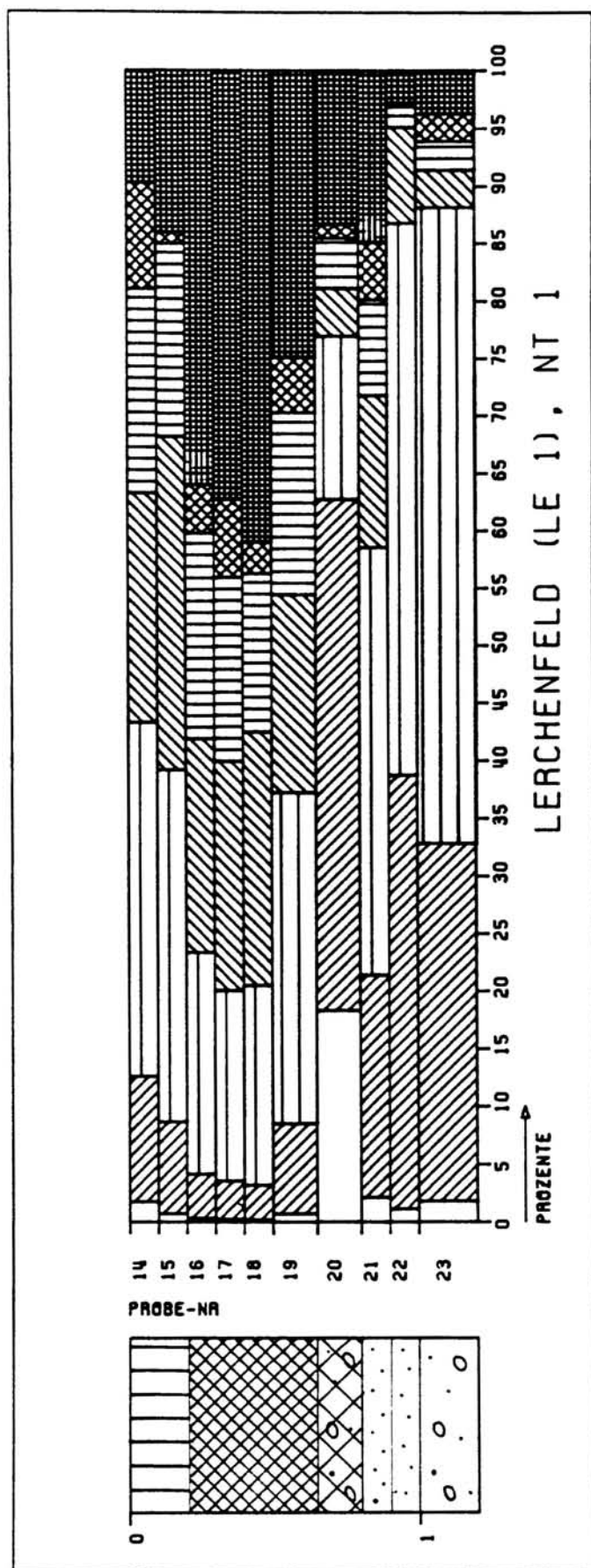
Grundwasserspiegel (Gw) bei: 4 m unter Flur

Auskunft Baggerfahrer: - Tegel (Tertiär) bei ca. 6 - 7 m unter Gw

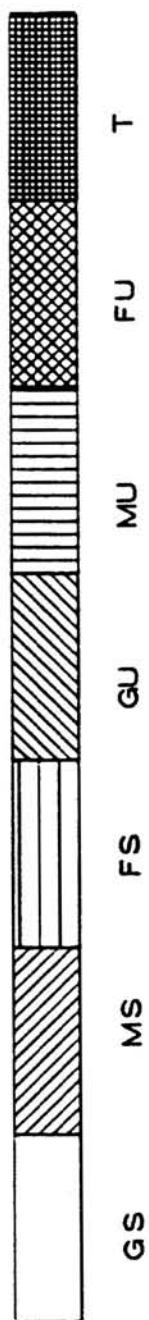
- bei ca. 3 - 4 m unter Gw. kräftige Blocklage

Analysedaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	Fe _t (%)	Fe _d (%)	Fe _d / Fe _t (%)
Av 14	1,9	0,98	1,8	0,63	34,2
Av 15	0,0	0,71	1,8	0,61	33,1
Av 16	0,0	0,22	3,1	2,06	34,5
Av 17	0,0	0,21	3,5	1,31	37,4
Av 18	0,1	0,23	3,7	1,33	36,2
Av 19	3,7	0,26	3,0	1,05	34,8
Av 20	4,1	0,14	1,8	0,53	29,6
Av 21	25,6	0,05	1,6	0,36	22,8
Av 22	22,3	0,03	1,2	0,22	18,3
Av 23	22,4	0,03	1,2	0,17	14,2



Sand - Pelit - Diagramm



Tab. 25: Bodenprofil " rubefizierte Parabraunerde auf der NT1 der Donau bei Neutraubling - Lerchenfeld "

Ort: Kiesgrube östlich Neutraubling und nördlich Gut "Lerchenfeld", (Le 2)

TK 1 : 25000 : 7039 Mintraching **R** 451668 **H** 542710

Aufnahmedatum: 20.7.84

Geländeposition : zentraler NT1-Terrassenbereich, ca. 331 m ü. NN.

Nutzung : Ackerland

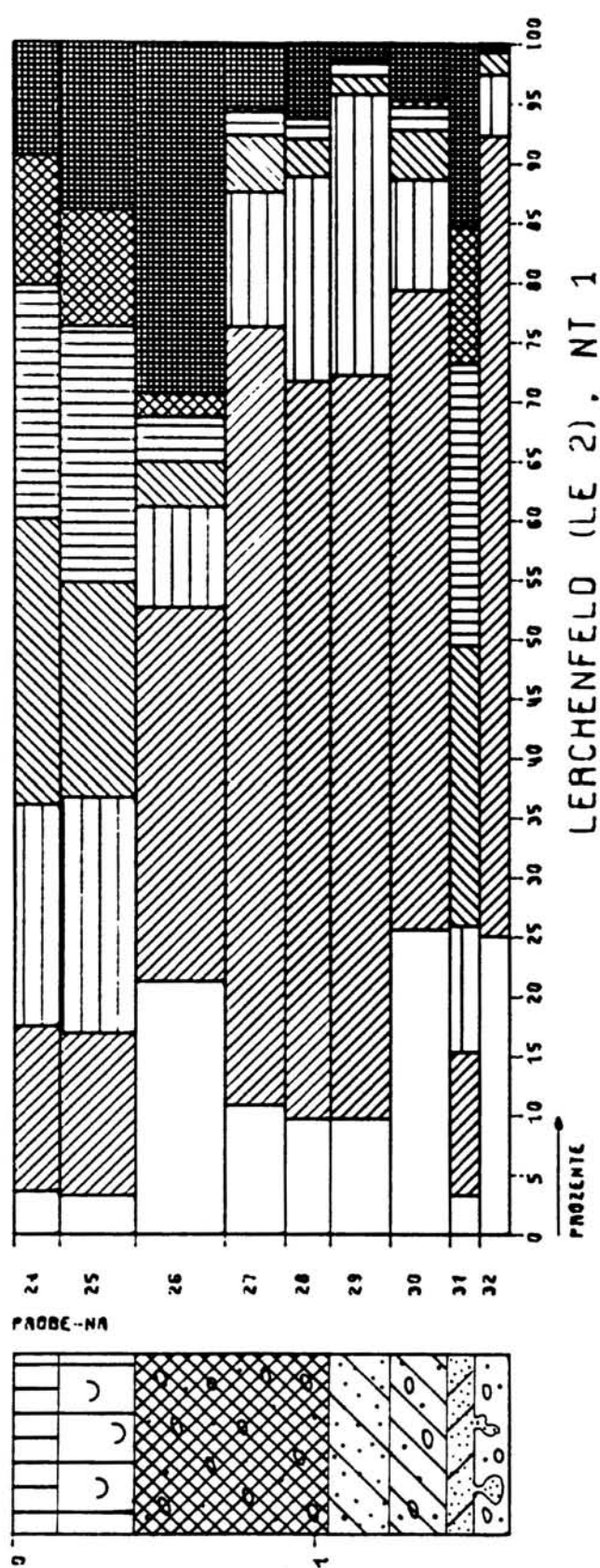
Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ah	15	Av 24	15	Schluff, fs, fki", h', grbr, entkalkt
AhAl	40	Av 25	40	Schluff, fs, fki", h", hbrgr, entkalkt
II Bt	105	Av 26	70	Mittelkies, fki, ms, l, ausgeprägte Ton-
		Av 27	90	beläge, drotbr, entkalkt
		Av 28	105	
		Av 29	130	Mittelsand, fki, hbrgb, k
Cv	130	Av 30	150	Mittelkies, fki, ms, l', hrotbr, k"
Bbv	150	Av 31	160	Lehm, u, fs-ms', tropfenbodenartig in den
GrCc	160			liegenden Schotterkörper bis 25 cm tief
				syngenetisch eingesunken, k
C	> 340	Av 32	170	vorwiegend mittelkiesiger, horizontal ge-
				schichteter NT1-Schotterkörper

Grundwasserspiegel bei: 340 m unter Flur

Analysedaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	Fe _t (%)	Fe _d (%)	Fe _d / Fe _t (%)
Av 24	0,0	0,83	1,6	0,53	34,0
Av 25	0,0	0,35	1,8	0,67	36,4
Av 26	0,0	0,24	2,8	1,17	41,3
Av 27	0,0	0,04	1,1	0,31	29,0
Av 28	0,0	0,06	1,1	0,35	30,7
Av 29	14,9	0,03	1,0	0,21	20,6
Av 30	1,7	0,04	1,0	0,33	34,4
Av 31	31,2	0,06	2,0	0,53	27,2
Av 32	23,8	0,02	0,8	0,17	20,2



Sand - Pelit - Diagramm

zur Tab. 25:

GS MS FS GU MU FU T

Tab. 26 : Bodenprofil " rubefizierte Parabraunerde auf der NT1 der Donau bei Harting "

Ort: Kiesgrube nördl. Harting, Profil 1 (Ha 1)

TK 1 : 25000 : 7039 Mintraching

R 451365

H 542808

Aufnahmedatum: 9.9.84

Geländeposition : zentraler NT1-Terrassenbereich, ca. 333 m ü. NN.

Nutzung : Ackerland

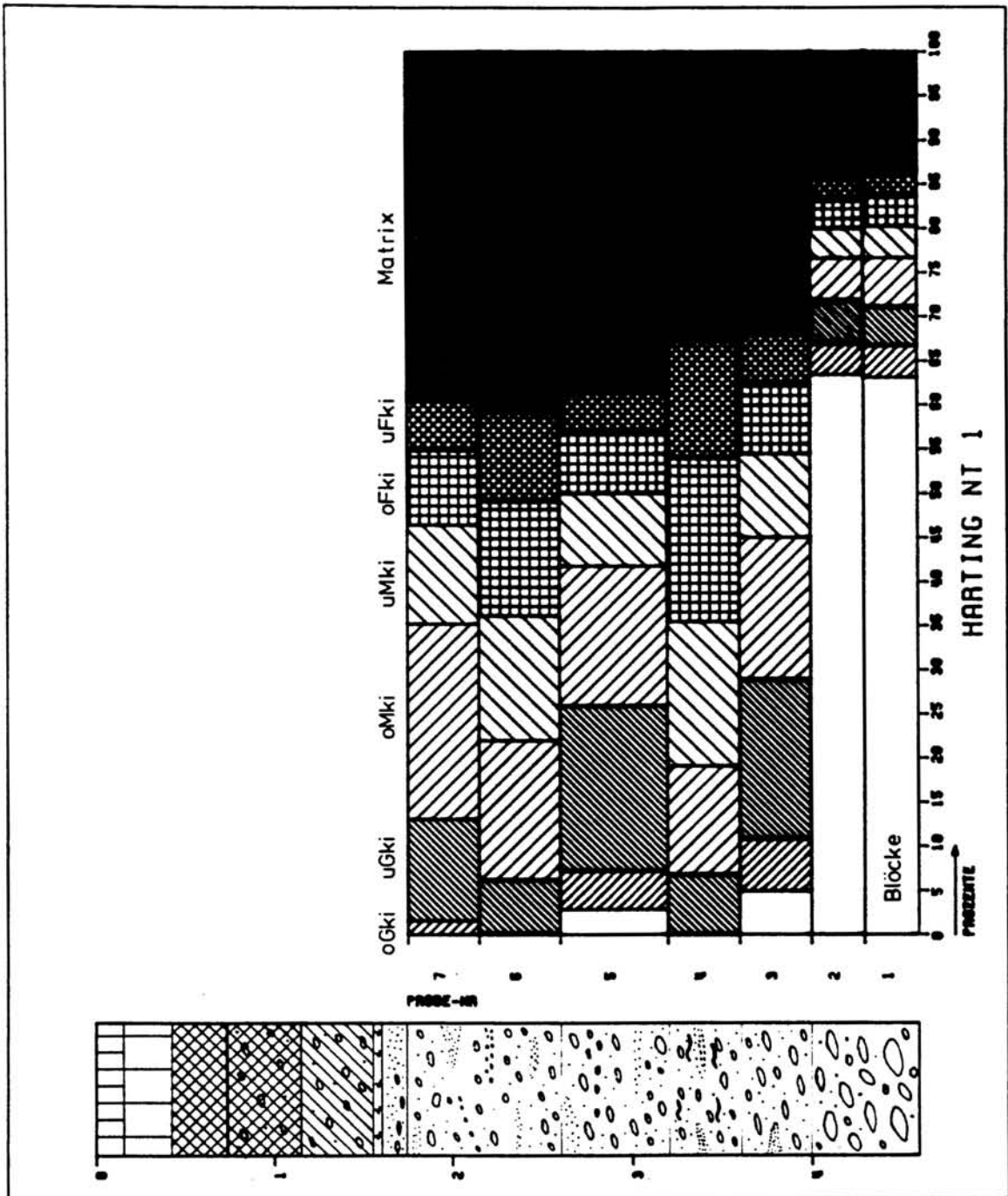
Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	15	Av 100	15	Schluff, fs', fki/mki-führend', h, dbr, entkalkt
AhAl	45	Av 99	45	Schluff, fs', fki/mki-führend', hgrbr, entkalkt
Bt	70	Av 98	70	Lehm, u, ausgeprägte Tonbeläge, drotbr, entkalkt
II Bt	115	Av 97	115	Mittelkies, gs, u, l, ausgeprägte Tonbeläge, drotbr, karbonatgeröllfrei, k"-entkalkt
Bv	155	Av 96	155	Mittelkies, gs, l', hrotbr, vereinzelte mürbe Karbonatgeröllreste, k"-entkalkt
Ckc	160	Av 95	160	sek. Karbonatausfällung als schichtige, Kryoturbationen nachzeichnende, u, fs Kalkweißausfällung, k
C	175	Av 94	175	Mittelsand, fs mit Fki, mki - Lagen, hgr, k
C	*	Av 93	>210	vorwiegend mki NT1 L-Schotter

- * bis 4,6 / 5,0 m unter Flur (2,6 - 2,0 m ü. MW) : horizontal geschichteter NT1 - Terrassenschotter mit Driftblöcken bis 170 x 100 x 70 cm und liegender Basisblocklage (meist bis 20 cm ø, z.T. 30 cm ø) von durchschnittlich 30 - 60 cm Mächtigkeit
 bis 6 m unter Flur (1 m ü. MW) : in Rinnen eingelagerter älterer Sockelschotter mit ausgeprägter Basisblocklage (bis 22 cm ø)
 Quartärbasis zwischen ca. 328 m und 327 m ü. NN.: blgr Tertiärtone (Miozän)

Analysedaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	Fe _t (%)	Fe _d (%)	Fe _d / Fe _t (%)
Av 100	0,0	0,93	2,1	0,61	29,2
Av 99	0,0	0,99	2,4	0,54	23,0
Av 98	0,0	0,26	4,6	1,28	27,7
Av 97	2,0	0,21	2,2	0,89	40,3
Av 96	2,7	0,05	1,0	0,40	40,4
Av 95	61,1	0,24	1,0	0,25	24,5
Av 94	10,7	0,04	1,1	0,25	22,7
Av 93	8,2	0,02	0,7	0,19	27,1



Schotter-Diagramm zur Tab. 26

Tab. 27: Bodenprofil " rubefizierte Parabraunerde auf geringmächtiger Flug-sandüberdeckung auf der NT1 der Donau "

Ort: Kiesgrube im Mintrachinger Holz (Mi 1)

TK 1 : 25000 : 7039 Mintraching R 452180 H 542560

Aufnahmedatum: 26.6.85

Geländeposition : interner NT1-Terrassenbereich, ca. 329 m ü. NN.

Nutzung : Wald

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften	
Ah	25	Feinsand, u, h, dbr, entkalkt	Flugsand
AhAl	40	Feinsand, u, vereinzelt Fki/Mki, hgrbr, entkalkt	
II Bt	100	Mittelkies, fki, gki-führend, fs, ausgeprägte Tonbeläge, drotbr, entkalkt	NT 1
Bbv	140	Wechselagerung von: Mittelsand, hgrbr entk., Feinsand, ms', l', drotbr entkalkt	
Ckc	145	sek. weißgr. Kalkausfällungshorizont	
C	160	Mittelkies, fki, ms, hgr, k	

> 310 horizontal geschichteter, vorwiegend mittelkiesiger, mittelsandiger NT1 - Schotterkörper

Grundwasserspiegel bei: 310 cm unter Flur

als auch die Verwitterungsdynamik entlang dieser Schwächezonen taschen-, keil- oder tropfenförmig 20 - 40 cm tiefer in den Schotterkörper (Tab. 26) und zeichnet die Kryoturbationen nach. Die Ausbildung eines rötlichbraunen Bv-Horizontes (Tab. 26) oder eines Bbv-Horizontes (Tab. 25, 27) mit rötlichbraunen Bv-Bändern in hellbraungelber, gering verwitterter Grundmasse ist von der Lösungsdurchlässigkeit des Substrates abhängig. Bv-Horizonte bilden sich daher meist in matrixreichen Schotterhorizonten (Tab. 26), wohingegen Bbv-Horizonte bei Wechsellagerung von schluffarmen Sandbändern mit matrixreichen Schotterlinsen bzw. -lagen (Tab. 24) oder von schluffarmen mit stärker schluffführenden Sandbändern (Tab. 27) auftreten. Während so die durchlässigeren, schluffarmen Sande eine geringe pedogene Überprägung in Form verringerter Karbonatgehalte aufzeigen (Tab. 25), kennzeichnet die matrixreichen Schotterlagen bzw. -linsen und stärker schluffführenden Sandbänder (Tab. 27) eine intensive Verwitterung mit kräftiger Entkalkung und rötlichbraunen Eisenfreisetzungen (ebenso bei: MOLL 1970: 77). Ebenso wie die Bt-Horizonte, die makroskopisch durch kräftige Tonhäutchen auf den Aggregatoberflächen und als Auskleidung der Schotterbetten gekennzeichnet sind, innerhalb des Feinbodens (< 2 mm) sich durch einen wesentlich höheren Ton-, Kohlenstoff- und Fe_d -Gehalt von den Bv-Horizonten abheben, besitzen auch die Bv-Horizonte eine rote Farbtönung.

Sie wird nach Untersuchungen von SCHWERTMANN et al. (1982) an vergleichbaren Parabraunerden auf Kalkschottern des nördlichen Alpenvorlandes und Oberrheingrabens durch die Bildung von Hämatit hervorgerufen und als Ausdruck eines trockenen Bodenklimas (SCHWERTMANN et al. 1982: 221) angesehen.

Bezüglich der zeitlichen Einordnung der im Alpenvorland auf kalkgeröllreichen, würmzeitlichen Schottern weit verbreiteten rötlichen Parabraunerden (Synonyma in der Lit.: rubefizierte Parabraunerden, Blutlehm, Schotterlehm), stehen sich zwei Auffassungen gegenüber:

1. Zum einen wird die Auffassung vertreten (u. a.: DIEZ 1968; JERZ 1983), daß sie Ausdruck einer intensiven spätglazialen Bodenentwicklung sind. Als Anhaltspunkte werden kryoturbat verzogene Bt-Horizonte wie auch das Fehlen dieser Bodenbildung auf jungtundrenzeitlichen und holozänen Terrassenbildungen angeführt.

Entgegen dieser Auffassung ist im Untersuchungsgebiet auch auf der jungtundrenzeitlichen NT3 der Donau oberhalb der Isarmündung dieselbe Bodenbildung in gleicher Ausprägung weit verbreitet. Dagegen ist das Fehlen einer entsprechenden Bodenbildung auf den holozänen Terrassen im gesamten Untersuchungsgebiet, einschließlich der NT3 an der Isar (Kap. 3.3.2.1.) und an der Donau unterhalb der Isarmündung (Kap. 5.3.) auf ihre morphologisch tiefere Lage im Talgrund und das damit über lange Zeit des Holozäns oder bis heute

anhaltende semiterrestrische Bodenbildungsmilieu zurückzuführen (s. a. Kap. 3: verschiedene Bodenbildungen auf der NT2 der Isar entsprechend unterschiedlicher Grundwasserverhältnisse inner- und außerhalb des Isarengtalbereiches). Eine kryptoturbate Verwürgung des Bt-Horizontes konnte bisher in keinem der zahlreichen Aufschlüsse beobachtet werden. Vielmehr zeichnet die Bodenbildungsdynamik die durch die Verwürgungen geschaffenen Schwächezonen nach, so daß sie je nach Ausprägung der Kryptoturbationen entlang dieser Schwächezonen taschen-, keil- oder tropfenförmig sowie bei kleineren, oberflächennahen Verwürgungen auch als Verwitterungshof tiefer und an Intensität abnehmend in den Schotterkörper reicht. Eine Verwürgung von Bodensubstrat und dem unverwitterten oder auch geringer verwitterten Schotter konnte nicht beobachtet werden.

2. Als entgegengesetzte Auffassung wird eine postglaziale Parabraunerdebildung angenommen (KRAUS 1922; LAIS 1940; BRUNNACKER 1957; ders. 1964; MOLL 1970; WILKE 1975), wobei BRUNNACKER (1957: 57 - 66) hervorhebt, daß den älteren würmzeitlichen Schotterflächen im Spätglazial durch Frostverwitterung und eine gewisse Entkalkung (Schotterzersatzzone; s. a. Kap. 3.3.2.1.) ein so großer Vorsprung in der Bodenentwicklung gegeben wurde, daß allein auf ihnen sich im Postglazial Parabraunerden ("Schotterlehm" sensu BRUNNACKER) entwickeln konnten.

Da im Untersuchungsgebiet Parabraunerden in gleicher Ausprägung und Entwicklungstiefe sowohl auf den älteren wie auch auf der jungtundrenzeitlich (s. u.) in Aufschotterung begriffenen NT3 ausgebildet sind, kann eine spätglaziale Materialvorverwitterung auf die weitere Bodenentwicklung keinen wesentlichen Einfluß genommen haben.

Bezüglich der zeitlichen Einstufung der rotbraunen Parabraunerdebildungen weichen die Auffassungen deutlich voneinander ab. Während nach WILKE (1975: 168) aufgrund terrassenstratigraphischer Überlegungen die rubefizierten Parabraunerdebildungen — begünstigt durch ein trockenes, warmes Klima — im Boreal stattfanden, sieht MOLL (1970: 67 ff., 123 ff., 146) sie unter Einbeziehung urgeschichtlicher und vegetationskundlicher Befunde als Ausdruck eines postglazialen Wärmeoptimums während der Eichenmischwaldzeit, wobei er für klimatisch besonders begünstigte Gebiete wie den Oberrhein eine Weiterbildung in abgeschwächter Form bis heute annimmt. Dagegen sieht er sie in Oberschwaben und dem Bodenseegebiet als seit der Bronzezeit abgeschlossen an. Diese Einstufung stützt sich wesentlich auf urgeschichtliche Grubenfüllungen, die LAIS (1940) unter anderem von der Niederterrasse bei Endingen am Kaiserstuhl beschreibt. Da dort graue, bandkeramische Grubenfüllungen im Hangenden von einem rotgefärbten Boden überlagert werden, die Füllungen einer endneolithischen Grube bereits entsprechendes Bodenmaterial aufweist und die braunen Füllungen hallstattzeitlicher Gruben — ohne Anzeichen einer stärkeren

Verwitterung — in diese Bodenbildung eingeschnitten sind, setzt LAIS (1940: 163f.) für die Ausbildung dieser roten Böden einen Zeitraum vom späten Neolithikum bis zur ausgehenden Bronzezeit an. Hallstattzeitliche und jüngere Kulturstufen sind nach ihm durch eine Braunverwitterung gekennzeichnet.

Entsprechende Hinweise zur Bildungszeit der rotbraunen Parabraunerden auf den Niederterrassen an der Donau ergaben sich bei Ausgrabungen des Denkmalpflegeamtes Regensburg auf der NT1 nördlich von Harting (den Grabungsleitern Frau G. Malcher M. A. und Herrn Dipl.Geol. W. Höllner sei auch an dieser Stelle für ihre Hilfsbereitschaft nochmals herzlich gedankt). Während die band- und stichbandkeramischen Gruben- und Pfostenlöcherfüllungen von der Parabraunerdebildung nachträglich vollständig überprägt worden sind und z. T. im Bereich der Pfostenlöcher die Bodenbildung als kräftiger dunkelrotbrauner Hof mit deutlich ausgeprägten Tonbelägen auf den Aggregatoberflächen bis 30 cm tiefer als in dem angrenzenden, anthropogen ungestörten Terrassenbereichen in den Terrassenschotter reichte, waren die hellbraungrauen Füllungen hallstatt- und römerzeitlicher Gruben bzw. Gräben in den Bt-Horizont eingesenkt.

Daher ist ebenso wie bei den Lößparabraunerden (s. Kap. 4.2.2.) auch bei den Schotterparabraunerden ihre Hauptbodenbildungszeit als post-bandkeramisch und prä-hallstattzeitlich anzusetzen. In dem nachfolgenden, ebenso fast 3000 Jahre umfassenden Zeitraum des Subatlantikums reichte die pedogene Dynamik weder aus, die bereits bestehenden Bodenmächtigkeiten der Parabraunerden erkennbar z. B. an einem Tiefergreifen der Bodenbildung entlang der Außenzonen der hallstatt- oder römerzeitlich gestörten Bereiche — wie es bei den band- und stichbandkeramischen Füllungen häufig zu beobachten war — zu erhöhen, noch eine kräftigere pedogene Überprägung ihrer hellbraungrauen Füllungen zu bewirken.

Einblick in die Tiefenlage der NT1-Terrassenbasis, den auftretenden Quartärmächtigkeiten und den Terrassenkörperaufbau gewährten neben den zahlreich vorliegenden Bohrungen (Beilage 6, 7) und den Talquerschnittsprofilen von WEINIG (1980), HOMILIUS et al. (1983) großflächige Aufschlüsse zwischen Harting und dem westlichen Ortsrand von Neutraubling, bei denen das Grundwasser bis auf das liegende tertiäre Sohlgestein abgepumpt wurde.

Wie bereits im Kap. 4.2.1. ausgeführt, erstreckt sich von Barbing (NT2) über Neutraubling — Mintrachinger Holz — südöstlich Pfatter (Beilage 7) eine Tiefenrinne (HT1-Tiefenrinne) hoher Quartärmächtigkeiten mit einer Tiefenlage der Quartärbasis zwischen -2 bis -4,5 m u. MW. Außerhalb dieser Tiefenrinne schwankt die Quartärbasis dagegen in einer Tiefenlage von -1 u. MW und maximal +3 m ü. MW mit einer Häufung der Bohrungen bei 2 m ü. MW und einer weiteren im MW-Niveau (Abb. 22).

Auf den stratigraphischen Aufbau des HT1-Tiefenrinnenquartärs, das im Aufschluß Ha 3 am westlichen Ortsrand von Neutraubling bis zur tertiären Basis

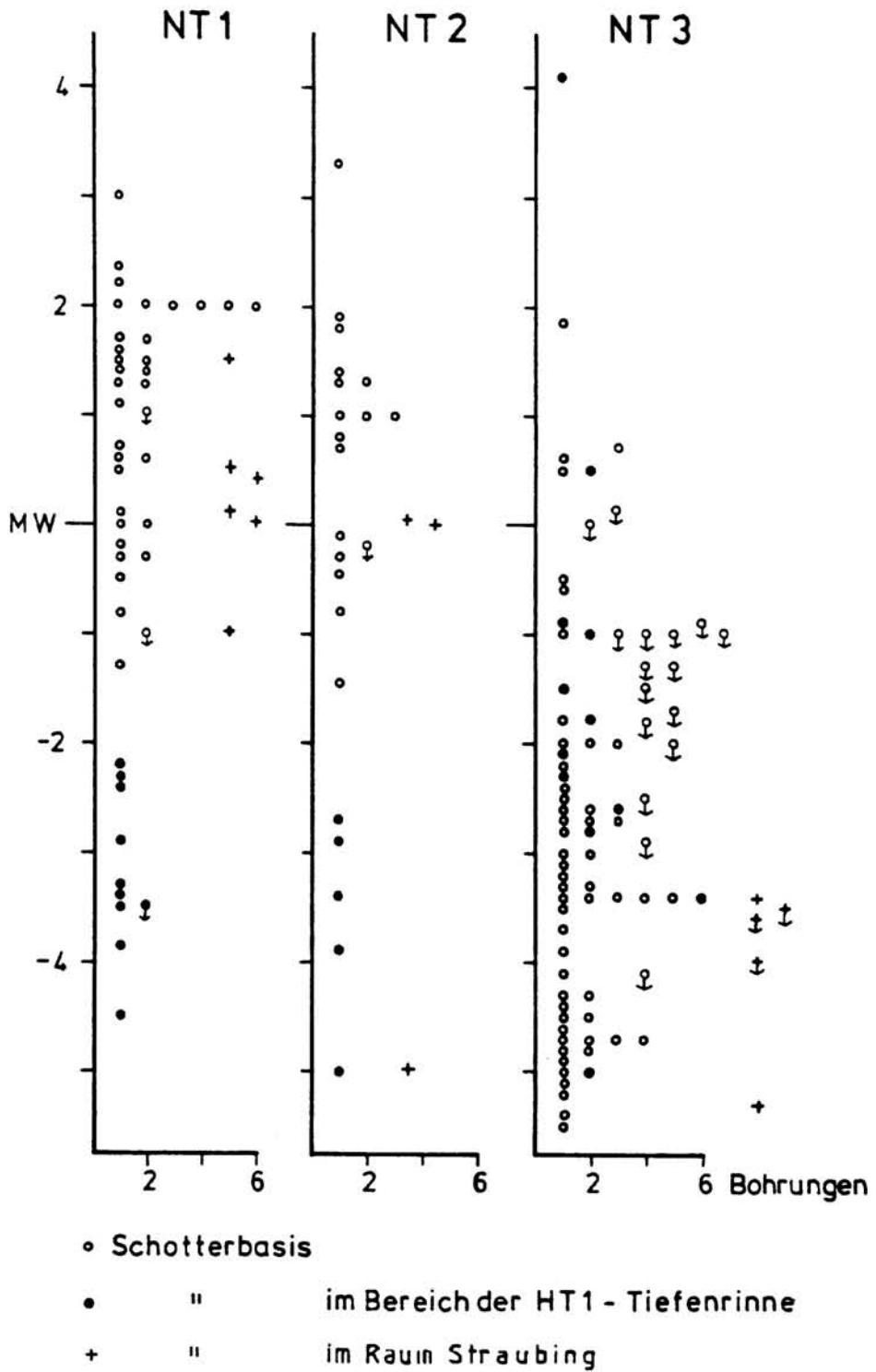


Abb. 22: Tiefenlage der Quartärbasis bezogen auf den Talmittelwasserspiegel der Donau bei tertiärem Sohlgestein nach Bohrungen im Niederterrassenbereich zwischen Tegernheim und Gmünd (Beilage 6, 7) sowie im Raum Straubing (Beilage 13)

erschlossen war, wurde ebenfalls bereits im Kap. 4.2.1. eingegangen. In diesem Aufschluß (s. o.) lag die Basis der NT1 bei ca. 1,5 m ü. MW, während das Liegende Überreste des HT1-Schotterkörpers mit Basis bei -3 m u. MW bildeten. Wie die außerhalb der HT1-Tiefenrinne angelegten, großflächigen Aufschlüsse nördlich von Harting (Ha 1, Ha 2), die unmittelbar im Anschluß an ihre Auskiesung wieder verfüllt wurden, zeigten, liegt hier die NT1-Terrassenbasis in weiten Bereichen unmittelbar den tertiären Tonen auf oder greift diskordant über einen bis zu 2 m mächtigen, in Rinnen eingelagerten älteren Sockelschotter hinweg. Ihre Terrassenbasis liegt ohne größere Schwankungen bei ca. 2 m ü. MW (ca. 328 m ü. NN). Auffallend ist ihre gute Übereinstimmung mit den beiden Konzentrationen der Quartärbasiswerte aus den Bohrungen zum einen im Bereich 2 m ü. MW und zum anderen im Bereich des Talmittelwasserspiegels. Daher kann angenommen werden, daß sich der in Rinnen erhaltene ältere Sockelschotter bei den Quartärbasiswerten im Mittelwasserniveau widerspiegelt (Abb. 22).

Der ältere Sockelschotter ist über einer 20 - 30 cm mächtigen Basisblocklage durch einen sehr sandreichen, horizontal geschichteten Mki-Schotter gekennzeichnet. Sowohl von der Sedimentzusammensetzung wie auch der Tiefenlage seiner Basis ähnelt er dem ÜT-Schotterkörper im Profil Ha 3 (Kap. 4.2.1.), wobei auch seine stratigraphische Lage im Liegenden der NT1-Aufschüttung eine solche Parallelisierung nahelegt. Aufgrund seiner in Bezug auf die HT1- und ÜT-Terrasse talrandexponierten Lage kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, daß es sich um Relikte der mit ihrer Basis ebenfalls im Talmittelwasserniveau liegenden HT2 handelt.

Die Basalfazies (Tab. 26) des insgesamt horizontal geschichteten und daher vertikal aufgewachsenen NT1-Schotterkörpers bildet eine 30 - 60 cm mächtige, matrixarme Blocklage mit einer durchschnittlichen Blockgröße von 20 cm, zahlreichen Blöcken bis 30 cm Durchmesser und häufiger auftretenden kubikmetergroßen Malmkalkblöcken. Im Hangenden wird der Schotterkörper durch sprunghafte Zunahme des Matrixanteils und fast völliges Zurücktreten der Blockfraktion charakterisiert. Im vertikalen und horizontalen Wechsel von stärker grobkiesigen und stärker feinkiesigen Schotterlagen unter Einschaltung von Sandlinsen spiegeln sich die häufigen Bettverlagerungen eines weitverzweigten, vielarmigen Flußlaufes wider.

Als Indikatoren für eine Akkumulation unter kaltklimatischen Bedingungen finden sich insbesondere in seinen hangenden Partien häufig syngenetische Kryoturbationen, vereinzelt auftretende Tropfenböden, Frostblöcke und mächtige Driftblöcke. Nur ca. 1,8 m unter Oberfläche befand sich ein Weißjurablock mit Ausmaßen von 115 x 80 x 60 cm. Intensive Kryoturbationen reichen zudem von der Schotteroberfläche teilweise bis 2 m tief in den Schotterkörper. Daher ist die NT1 unter kaltklimatischen Bedingungen aufgeschottert worden, wobei auch noch postsedimentär entsprechende Klimabedingungen (epigenetische

Kryoturbationen; Zerschneidung durch ein Trockental am östlichen Ortsrand von Neutraubling; Flugsanddecken im Mintrachinger Holz; Überdeckung durch größere Talrandschwemmkegel, die z. T. von Trockentälern geliefert wurden) auf den Terrassenkörper einwirkten. Da sie frei von äolischer Lößbedeckung ist, war ihre Aufschotterung noch zur Zeit der weitflächigen Ablagerung des jungwürmzeitlichen Lößrhythmus V aktiv. Sie entspricht daher der klassischen, mit den Jugendmoränen verknüpfbaren, hochwürmzeitlichen Hauptniederterrasse des Alpenvorlandes.

Keinerlei genauere Altershinweise liegen für die der NT1-Akkumulation vorausgehenden kräftigen Ausräumungsphase vor, die sich in der residualen Basisblocklage manifestiert und damit verbunden auch für den Zeitpunkt des flußdynamischen Überganges von intensiver Ausräumung zur vorherrschenden Akkumulation.

4.3.1.2. NT 2

Die NT2 ist im Raum Tegernheim – Große Laaber lediglich südlich des heutigen Donaulaufes erhalten, während sie nördlich von ihm von der Flußdynamik des ausgehenden Spätglazials (NT3) und Holozäns (H1 – H7) vollständig ausgeräumt worden ist (Beilage 7, Beilage 12).

Vom holozänen Auenniveau begrenzt, setzt sie zwischen Irl und Barbing als ca. 900 m breite, fast ebene Terrassenfläche ein, die sich unterhalb der Autobahnanschlußstelle Rosenhof auf über 2 km Breite erweitert. Zwischen Eltheim und Pfatter erneut von der nach Süden ausgreifenden holozänen Aue vollständig ausgeräumt, ist sie erst wieder am östlichen Ortsrand von Pfatter in der Flur "Fuchsbichel" als schmale Terrassenleiste erhalten, die sich – z. T. mit über 1 km Breite – talabwärts über Griesau hinaus in Richtung Puchhof – Große Laaber erstreckt. Ebenso wie die NT1 dacht sie mit einem Gefälle von ca. 0,35 ‰ von 331 m ü. NN bei Barbing auf 324 ü. NN östlich von Griesau ab.

Talabwärts erstrecken sich weitere NT2-Terrassenflächen mit einer Höhenlage von 5 – 5,5 m ü. MW und einer durch z.T. größere, bis 1 m höhere Flugsanddeckenareale und flachmuldige ehemalige Hochwasserrinnen reliefierte Terrassenoberfläche:

- nördlich der Donau im Raum Kirchroth – Parkstetten (Abb. 10; Beilage 13; Abb. 25)
- südlich der Donau zwischen Unteröbbling – Sand – Hunderdorf (Beilage 13). Dort entspricht sie z. T. BRUNNACKER's (1956) Niederterrasse mit Talsand und Flugsandüberdeckung, wobei diese von BRUNNACKER abgegrenzte Niederterrassebedeckung aber auch flußnahe Bereiche der südlich Hunderdorf angrenzenden, durchschnittlich 1 m höheren NT1-Terrassenfläche

umfaßt.

Wie die auf der NT2 niedergebrachten Bohrungen (Abb. 22) zeigen, schwankt in ihrem Bereich die Quartärbasis – außerhalb der HT1-Tiefenrinne – zwischen -1 m u. MW bis max. 2 m ü. MW mit einer Konzentration der Basiswerte zwischen 0,5 m bis max. 2 m ü. MW. Da in keinem der Aufschlüsse die Terrassenbasis selbst bei niedrigem Grundwasserspiegel wie Ende Juni 1984 in der Ksg. Barbing 2 mit ca. 2 m ü. MW (Tab. 28) erschlossen war, ist unter Einbeziehung der vorliegenden Bohrungen anzunehmen, daß ihre Tiefenlage in etwa im Bereich zwischen 0,5 m bis max. 2 m ü. MW liegt. Die in den Bohrungen (Abb. 22) unterhalb und im Bereich des Mittelwasserspiegels liegenden Quartärbasiswerte können – ebenso wie auf der NT1 – auf einen in Rinnen eingelagerten, älteren Sockelschotter (ÜT/HT2 ?) zurückgeführt werden.

Während sich die NT2 von der NT1 in den Quartärbasiswerten der vorliegenden Bohrungen trotz ihrer mutmaßlich (s. o.) insgesamt etwas tieferen Terrassenbasis (NT1 um ca. 2 m ü. MW; NT2 um ca. 1 m ü. MW) nicht signifikant unterscheidet, hebt sie sich von ihr sowohl durch ihre 1 - 2 m tiefere Lage im Talgrund bei durchschnittlich 5 - 5,5 m ü. MW als auch eine wesentlich geringere Oberflächengliederung deutlich ab. Im Gegensatz zu der von zahlreichen, kräftig ausgebildeten Rinnen gegliederten und von Rinnsalen und Seitenbächen zerschnittenen NT1 ruft sie trotz der im internen, NT3-nahen Terrassenbereich auftretenden Flugsanddecken mit ihren bis 1 m Höhe sich erhebenden Dünenbildungen (Barbing – Eltheim) und einzelnen die Terrassenoberfläche durchziehenden, meist sehr flachmuldigen Rinnen – wie sie vor allem im Eltheimer Hölzl zahlreicher auftreten – den Gesamteindruck einer fast ebenen, wenig reliefierten Terrassenoberfläche hervor.

Ihr äußerer Terrassenrand gegen die NT1 bildet einen meist deutlich ausgeprägten Stufenrand von 1 - 2 m Höhe, der durch großbogige Mäanderbögen mit Randsenken gestaltet ist. Lediglich im Bereich stärkerer Bebauung (zwischen Irl und Neutraubling, wo die Terrassengrenze nahe der A 3 verläuft; ebenso im Bereich des BAB-Anschlusses Rosenhof, sowie zwischen Barbing und der B 8, wo sie im Bereich der heutigen Ortszufahrt liegt) ist hierdurch ihr Stufenrand mehr oder minder stark abgeflacht und z. T. auch durch die Bebauung derart gestört, daß eine genaue Grenzziehung nicht mehr möglich war (gestrichelte Linienführung).

Der Randsenke folgen die von der NT1 einmündenden Seitenbäche (Aubach und Augraben bei Irl; Johannisgraben unterhalb Griesau). In diesen Bereichen sowie beiderseits des ebenfalls der Randsenke folgenden Moos- bzw. Röhretgraben, der die innerhalb der Randsenke und den Aurinnen des Eltheimer Hölzl austretenden Grundwässer zur Donau ableitet, ist diese morphologische Tiefenlinie durch einen ausgeprägten Feuchtbodencharakter mit anmoorigen, z. T. niedermoorigen Bodenbildungen gekennzeichnet. Ebenfalls durch Grundwasseraustritt

hervorgehobene anmoorige Böden treten im Randsenkenbereich westlich von Unterheising in der Flur "Lohe" auf.

Außerhalb dieser durch semiterrestrische Bodenbildungen geprägten Randsenkenbereichen und außerhalb der Flugsandareale bildet — ebenso wie auf der NT1 — eine rotbraune Parabraunerde den rezenten Oberflächenboden.

Eine differenziertere Bodenabfolge tritt dagegen im Bereich der Flugsanddecken auf, wie sie entlang der Terrassenstirn u. a. weitflächig im Raum Barbing verbreitet und in zwei Kiesgruben östlich der B 8 und nahe der Autobahnabfahrt Rosenhof aufgeschlossen sind (Beilage 7, 12). Der Flugsandgürtel erstreckt sich entlang der NT2-Terrassenstirn von Barbing bis unterhalb von Unterheising mit z. T. über 300 m Breite und einer durchschnittlichen Mächtigkeit der Flugsande zwischen 30 – 50 cm. Der hier nahezu völlig ebenen NT2-Oberfläche sind einzelne langgezogene, in NWW – SEE-Richtung ziehende, bis max. 1 m höhere und durch die landwirtschaftliche Nutzung stark eingeebnete Dünen aufgesetzt.

Der in den Kiesgruben östlich von Unterheising bis 2,4 m über Grundwasser aufgeschlossene NT2-Schotterkörper baut sich aus horizontal geschichteten, sandigen Mittelkiesen mit unterschiedlichen Gki- und Fki-Anteilen sowie eingeschalteten Sandlagen von wechselnder Mächtigkeit auf. Mächtige Blöcke, wie sie von den Grubenbesitzern entlang der Kiesgrubenränder niedergelegt wurden, konnten bisher anstehend nicht beobachtet werden. Da sie allein von der residualen Basisblocklage stammen könnten, sind sie im Sinne von Driftblöcken kein Beleg für eine kaltklimatische Aufschüttung dieser Terrasse.

Demgegenüber weisen jedoch syngenetische Kryoturbationen mit bis 1 m steil gestellten Schotterlagen und tropfenförmig bis 30 cm tief eingesunkenen schluffig-feinsandigen Ms-Lagen eindeutig auf ihre Akkumulation unter Kaltklimabedingungen.

In Rinnen und rinnennahen Bereichen wird die NT2 von einem — je nach Reliefposition — unterschiedlich mächtigen Auelehm überdeckt, während in Hochpositionen der Terrassenschotter unmittelbar bis an die Oberfläche der Terrasse oder bis an die Unterkante der Flugsandüberdeckung reicht (Tab. 28, 29). Die kiesige Flußbettfazies der NT2 hebt sich auch durch ihre sandige Matrix (der relativ hohe Pelitanteil in der Probe Av 200 — Tab. 29 — ist überwiegend auf die pedogene Überprägung zurückzuführen) mit anscheinend (3 Proben) gering schwankenden Ms-Anteilen von durchschnittlich 34,6 % und je nach Schüttung wechselnden Grob- bzw. Feinsandanteilen deutlich von der kiesfreien Auelehmfazies ab mit ihrer dominierenden Siltfraktion von durchschnittlich 47 %-Anteil an der Korngrößenzusammensetzung. Die hohen Grob- und Mittelsiltgehalte weisen auf eine Lößabkunft des angeschwemmten Sedimentes hin. Der hohe Tongehalt von durchschnittlich 27 % ist — wie die deutlich auf den Aggregatoberflächen ausgebildeten Tonhäute belegen — weniger

Tab. 28: Bodenprofil " Regosol auf jungholozäner Flugsanddecke mit fossiler rubefizierter Bänderparabraunerde auf flugsandüberdeckter NT2 - Terrassenstirn der Donau "

Ort: Kiesgrube Barbing - E (Ba 2), nahe der B8 nach Straubing

TK 1 : 25000 : 7039 Mintraching **R** 451792 **H** 542806

Aufnahmedatum: 26.6.85

Geländeposition : flugsandüberdeckte Terrassenstirn der NT2, ca. 330 m ü. NN.

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart und weitere Eigenschaften	
Ap	40	Feinsand, h, dgrbr, entkalkt	Flugsand II
C	60	Feinsand, hgrgb, entkalkt	
fAh	65	Feinsand, h, dgrbr, entkalkt	Diak.
Bbv	100	Feinsand, l", mit hrötlbr. u. bis cm-starker Bbv - Bänderung entkalkt	Flugsand I
II Bt	190	Mittelkies, fki, gki-führend, ms, l, ausgeprägte Tonbeläge, drotbr, entkalkt	Diak.
Bbv	230	Wechselagerung von: Mki, fki, ms, hgr, k und Gki, mki, ms, rotbr, entkalkt	NT 2
C	> 360	horizontal geschichteter NT2-Schotterkörper mit synsedimentären Kryoturbationen bis 30 cm Tiefe	

Grundwasserspiegel bei: 360 cm unter Flur

Tab. 29 : Bodenprofil " Braunerde auf jungholozäner Düne mit fossiler rube-fizierter Bänderparabraunerde auf der NT2 der Donau "

Ort: Kiesgrube Barbing - E (Ba 1), an der B 8 nach Straubing

TK 1 : 25000 : 7039 Mintraching **R** 451726 **H** 542823

Aufnahmedatum: 8.4.85

Geländeposition : flugsandüberdeckte Terrassenstirn der NT2, ca. 330 m ü. NN.

Nutzung : Wald (?)

Horizontbeschreibung :

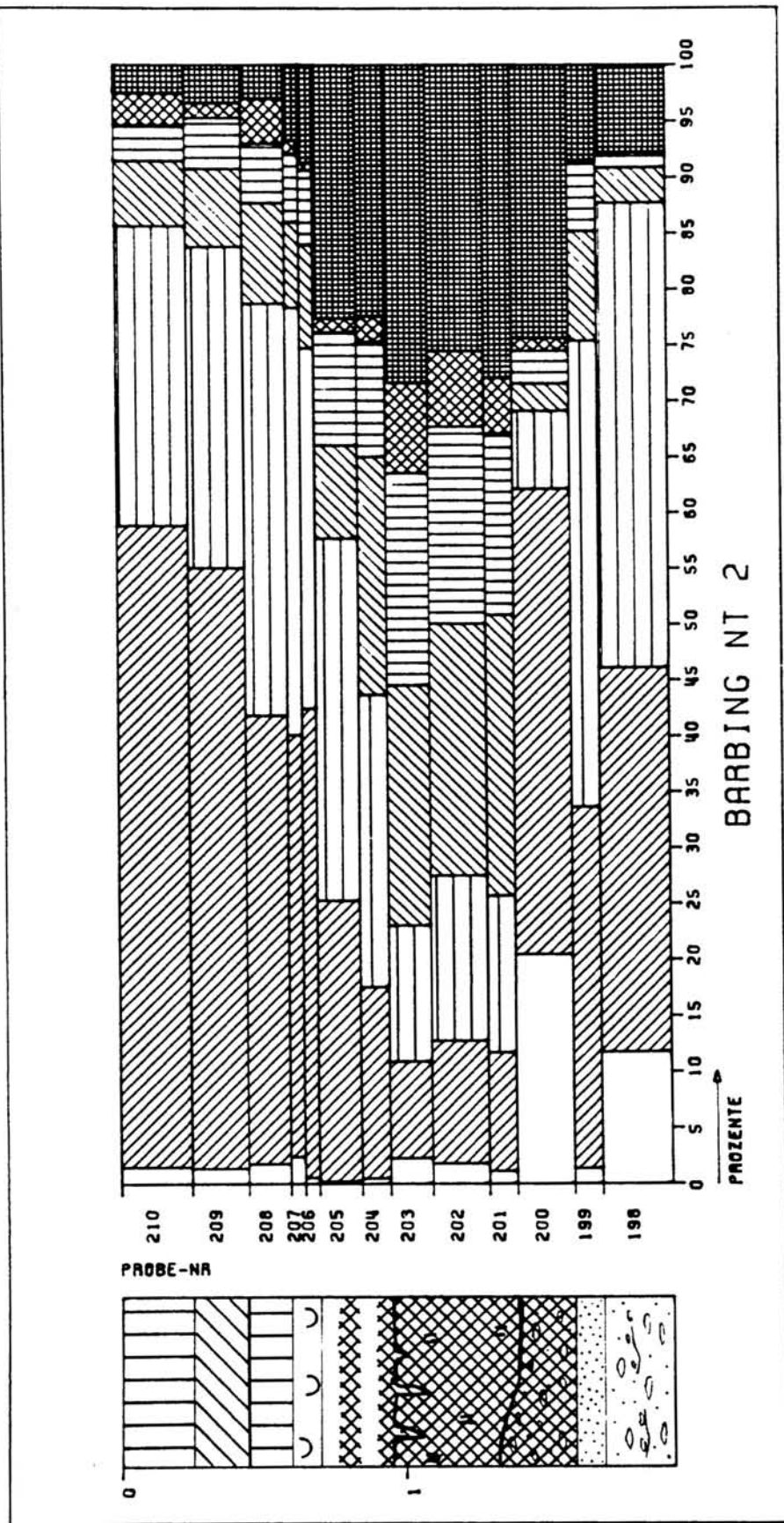
Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ah	25	Av 210	25	Mittelsand, fs, h, dgrbr, entkalkt
Bv	45	Av 209	45	Mittelsand, fs, hgbr, entkalkt
fAh	60	Av 208	60	Mittelsand, fs, h', grbr, entkalkt
Al	70	Av 207	65	Mittelsand, fs, hgrgb, entkalkt
		Av 206	70	
Bbt	95	Av 205	85	Feinsand, ms, l, drotbr cm-starke
		Av 204	95	Bbt-Bänderung in rötglb. Grund-
				matrix an der Basis Steinsohle mit
				zahlreichen Windkantern, in Frost-
				spitzen bis 15 cm tief ins Liegende
				eingreifend, entkalkt
II SdBt	140	Av 203	110	Lehm, u, fs", t', ausgeprägte Ton-
		Av 202	130	beläge, Pseudogleyfahnen, Fe-Mn
		Av 201	140	konkretionen, entkalkt
III Bt	160	Av 200	160	Mittelkies, fki, gs, l', ausge-
				prägte Tonbeläge, rotbr, entkalkt
Cc	170	Av 199	170	Feinsand, ms, fki", hgr, k
C	> 240	Av 198	195	horizontal geschichteter, vorwiegend
				mittelkiesiger NT2-Schotterkörper

* Flugsand III (Jungholozän) *** Hochflutlehm (Bölling / Älteste Tz.)
 ** Flugsand II (J. Tz.) **** NT2-Schotterkörper (Älteste Tz.)

Grundwasserspiegel bei: 240 cm unter Flur

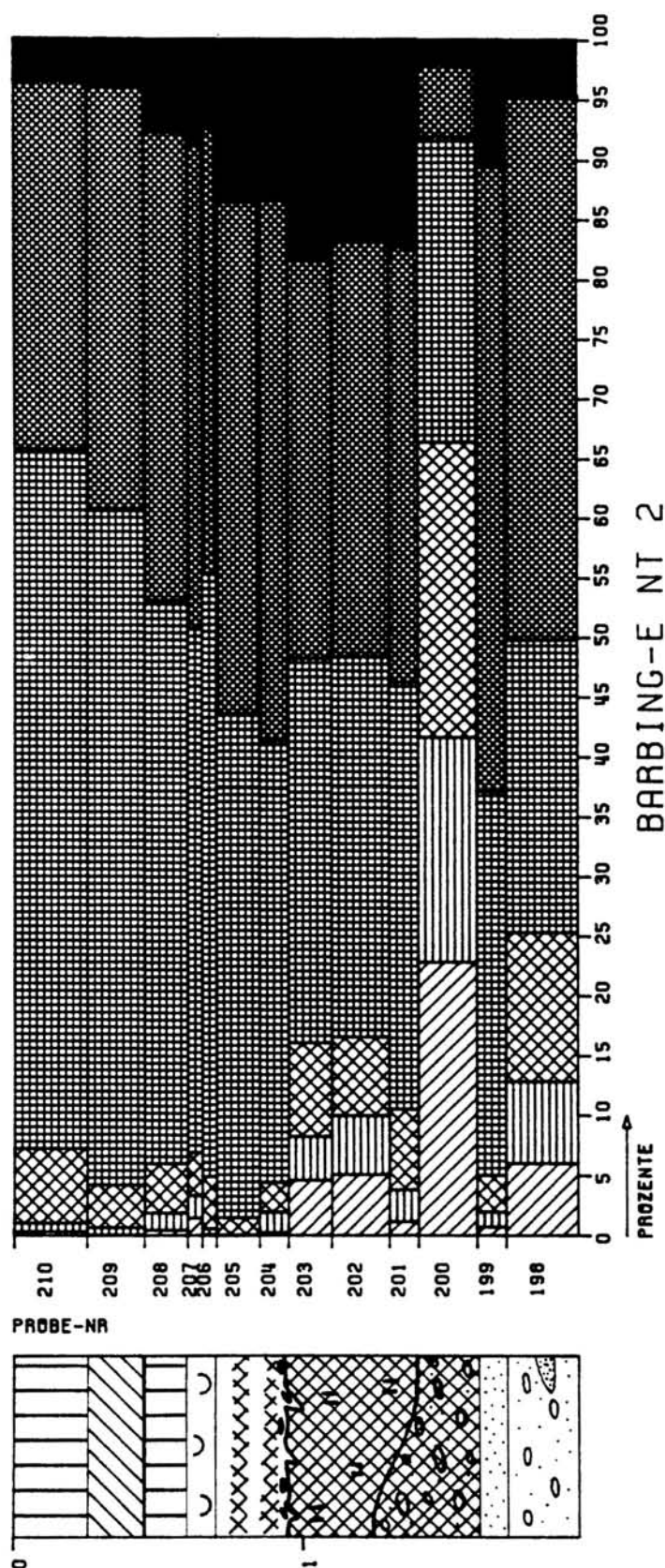
Analysedaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)	Fe _t (%)	Fe _d (%)	Fe _d / Fe _t (%)
Av 210	0,0	0,60	0,9	0,31	34,8
Av 209	0,0	0,13	0,9	0,32	37,2
Av 208	0,0	0,25	0,8	0,22	26,5
Av 207	0,0	0,07	0,9	0,20	21,0
Av 206	0,0	0,09	1,3	0,35	27,6
Av 205	0,0	0,09	2,4	0,96	39,7
Av 204	0,0	0,10	3,2	1,11	34,3
Av 203	0,0	0,14	3,6	1,13	31,2
Av 202	0,0	0,16	3,5	1,02	29,5
Av 201	0,0	0,17	3,3	0,89	27,1
Av 200	0,0	0,16	3,3	0,91	27,7
Av 199	24,8	0,05	1,0	0,17	17,9
Av 198	13,3	0,02	1,2	0,17	14,5



Sand - Pelit - Diagramm

zur Tab. 29:



Sand - Diagramm

zur Tab. 29:

sedimentären Ursprunges als vielmehr auf die nachfolgende Parabraunerde-dynamik zurückzuführen.

Der in diesem Bereich dem NT2-Schotter oder der NT2-Auelehmfazies aufliegende Flugsand erreicht in abgeflachten Dünenkuppen maximale Mächtigkeiten von 1,5 m. Durch einen mit maximal 15 cm Mächtigkeit erhaltenen fossilen Humushorizont wird er häufig in einen liegenden Flugsand I und einen diskordant auflagernden Flugsand II unterteilt (Tab. 29).

In ihrer Korngrößenzusammensetzung werden beide Flugsande außerhalb des liegenden Bbt-Horizontes (Av 204, 205) durch ein Vorherrschen der Sandfraktion mit über 75 %-Anteil gekennzeichnet, wobei innerhalb der Sandfraktion mehr als 80 % des Sandes im Korngrößenintervall von 0,1 - 0,4 mm liegen. Der im Flugsand I insgesamt höhere uFs-Anteil und Siltgehalt ist neben dem zur Basis hin kräftig ansteigenden Tongehalt auf seine intensivere pedogene Überprägung zurückzuführen.

Wie mehrere, bis 25 cm tief in den Auelehm eingreifende und mit hellerem Flugsand I verfüllte Frostspalten anzeigen, erfolgte seine Anwehung unter Kalt-klimabedingung. Aufgrund seiner Verbreitung entlang der NT2-Terrassenstirn lokalisiert sich sein wesentliches Herkunftsgebiet als das der NT2 vorgelagerten und zu dieser Zeit in Aufschotterung begriffenen NT3.

Unter nachfolgenden warmklimatischen, holozänen Bedingungen bildete sich auf dem Flugsand I eine rotbraune Parabraunerde mit bis cm-breiter, rotbrauner Bänderung innerhalb der durchlässigen, braungelben Flugsandfazies (Bbt-Horizont) und einem ausgeprägten rotbraunen Bt-Horizont in der unterlagernden Schotter- bzw. Auelehmfazies.

Unter dem schwach humushaltigen, graubraunen Ah-Horizont (Av 208: 0,25 % C) ist ein ca. 10 cm mächtiger Al-Horizont (Av 207) mit den innerhalb des Profiles niedrigsten Verwitterungsquotienten und Fe_d -Gehalten ausgebildet. Bereits im AlBt-Horizont (Av 206) treten deutlich höhere Fe_d -Werte und ein höherer Verwitterungsquotient auf. Makroskopisch kennzeichnet diesen Horizont eine schwache, mm-breite, rotbraune Bt-Bänderung in hellgraugelber Grundmasse. Maximale Fe_d -Gehalte von über 1 % und Verwitterungsquotienten von über 30 % sowie ein sprunghaft erhöhter Tongehalt zeigen sich jedoch erst im unterlagernden Bbt- und höheren Bereich des SdBt-Horizontes. Parallel zeigt sich in den schwach erhöhten C-Gehalten eine geringe Humuseinwaschung, die sich im stark verdichteten SdBt-Horizont fängt.

Nach Ausbildung der Parabraunerde setzte eine kräfte äolische Umlagerung ein und führte zur diskordanten Ablagerung des Flugsandes II, auf dem sich als heutiger Oberflächenboden lediglich eine geringmächtige Braunerde entwickelte. In den — verglichen mit dem C-Gehalt des fAh-Horizontes der Parabraunerde — deutlich erhöhten C-Gehalt des Bv-Horizontes zeigt sich ein hoher Anteil umgelagerten humosen Oberbodenmaterials. Dem entspricht auch die

Geländebeobachtung, daß die rezente Braunerde des Flugsandes II häufiger unmittelbar dem mehr oder minder stark gekappten Unterboden der fossilen Parabraunerde aufliegt.

Während die nachträgliche Umlagerung der Flugsanddecken (Flugsand II) im vorliegenden Profil wegen ihrer abschließenden schwachen Bodenbildungen erst im Jungholozän erfolgt sein dürfte, ist ihre Anwehung — wie der in Frostspalten in den liegenden Auelehm eingreifende Flugsand I belegt — prä-Holozän unter Kaltklimabedingungen erfolgt.

Wichtige Hinweise zur Alterseinstufung sowohl der Anwehung der die NT2-Terrassenstirn überdeckenden Flugsande wie auch der Ausbildung der NT2 und NT3 geben die von WERNER in diesem Raum entdeckten jungpaläolithischen bis mesolithischen Siedlungsstellen (WERNER & SCHÖNWEISS 1974; SCHÖNWEISS & WERNER 1975; REISCH 1974; SCHIER 1985: Beilage 2).

In den Flugsand eingetieft und daher bezüglich der Flugsandablagerung als Altershinweis post quem konnte bisher neben mehreren, im gleichen Fundhorizont auftretenden früh- bis spätmesolithischen Siedlungsstellen als älteste, nachflugsandzeitliche Begehung ein epipaläolithischer Rastplatz nachgewiesen werden, den WERNER & SCHÖNWEISS (1974: 118) mit der fränkischen "Atzenhofer Gruppe" — möglicherweise einer Spätphase derselben — parallelisieren. An der Basis des Flugsandes unmittelbar dem Auelehm auflagernd, von einer nachfolgenden Frostbodenphase und der Flugsandüberdeckung gestört (freundl. mündl. Mitt. von Herrn Werner bei einer gemeinsamen Begehung des Flugsandareales östlich von Barbing im Sept. 1984; auch: REISCH 1974: 53 f., 68), wurde östlich von Barbing, in der inzwischen verfüllten Ksg. Hötzel eine jungpaläolithische Freilandstation entdeckt, deren Inventar nach REISCH (1974: 68) einem späten Magdalenien im weiteren Sinne zuzuordnen ist und daher — in Analogie zum westlichen Mitteleuropa — eine Datierung in die Ältere Tundrenzeit anzunehmen ist.

Zu dieser Zeit war sowohl die Ausbildung der NT2 wie auch die Ablagerung des den NT2-Terrassenschotter in Rinnen und rinnennahen Bereichen auflagernden Auelehms abgeschlossen. Für die Ablagerung des Auelehms, der erst postsedimentär eine kaltklimatische Überprägung — Frostbodenhorizont — erfahren hat, ist daher eine Einstufung ins Bölling anzunehmen, während die kaltklimatische Aufschotterung der NT2 mit Ausgang der Ältesten Tundrenzeit geendet haben dürfte. Die Anwehung des Flugsandes, die mit einer kräftigen Frostbodenphase eingeleitet wird, setzte post-Alleröd mit dem ausgeprägten Kälterückschlag der Jüngeren Tundrenzeit ein und endete mit der Ausbreitung einer dichten Waldvegetation und dem Rückzug der Donau auf ein relativ schmales, als Auswehungsgebiet entfallendes Flußbett zu Beginn des Holozäns. Intensive Rodungsmaßnahmen in historischer Zeit sind als Ursache für kleinräumige Umlagerungen der Flugsande — Flugsand II — anzusehen.

4.3.1.3. NT 3

Als jüngste der drei Niederterrassen begleitet die NT3 den weitbogig geschwungenen Verlauf der holozänen Donauaue und ist entsprechend ihrer Windungen teils nördlich (Tegernheim – Sulzbach; östlich Frengkofen – Kiefenholz; südöstlich Niederachdorf), teils südlich (Sarching – Illkofen; Pfatter – Große Laaber), selten jedoch beiderseits (Sarching – Sulzbach; Pfatter – Oberachdorf; Aholting – südöstlich Niederachdorf) des Auenniveaus erhalten. An letzteren Stellen läßt sich ablesen, daß die Donau zur Zeit der NT3, d. h. im ausgehenden Spätglazial (s. u.), verglichen mit dem im gesamten Holozän ausgebildeten Auenniveau, einen fast doppelt so breiten Talboden mit einer maximalen Breite von rd. 3,8 km ausgefüllt hat und daher durch eine völlig anders geartete Flußdynamik (s. u.) gekennzeichnet gewesen sein muß. Ihre Talbreite liegt jedoch deutlich unter der der NT1, bei der allein die erhaltene Terrassenfläche zwischen dem Externrand der NT2 bei Eltheim und dem Hochterrassenrand bei Sengkofen über 6 km Breitenausdehnung erreicht.

Ebenso wie die beiden älteren Niederterrassen weist die NT3 ein Oberflächengefälle von ca. 0,35 ‰ auf und nimmt in ihrer Höhenlage von ca. 331 m ü. NN bei Tegernheim auf ca. 323 m ü. NN südlich von Aholting ab. Mit einer durchschnittlichen Erhebung von 4 – 4,5 m ü. MW bzw. 2 – 2,5 m über dem Auenniveau, rd. 1 m niedriger als die NT2 und rd. 2 – 2,5 m tiefer gelegen als die NT1 hebt sie sich in der Höhenlage ihrer Terrassenoberfläche sowohl von den älteren Niederterrassen wie auch den jüngeren holozänen Auenterrassen deutlich ab.

Wegen ihrer morphologisch relativ tiefen Lage im Talgrund stuft bereits LEGER (1965: 156) die NT3-Terrassenfläche bei Tegernheim gegenüber den im Raum Regensburg – Straubing verbreiteten und von ihm nicht weiter untergliederten Niederterrassenflächen als eine jüngere Terrassenbildung ein, ohne jedoch eine genauere zeitliche Einstufung vorzunehmen.

Zu einer holozänen Ansprache der NT3 zwischen Kruckenberg und Kiefenholz als "obere Auenstufe" gelangen RÜCKERT & KÖHLER (1976: 60 f.) bei der geologischen Landesaufnahme des Blattes Würth (TK 1 : 25000 Blatt Nr. 6940). Sie stützen ihre Einstufung ebenfalls auf den geringen Höhenunterschied von rd. 1 m zum vorgelagerten Auenniveau bzw. "untere Auenstufe" nach obigen Autoren. Dieser geringe Höhenunterschied beschränkt sich jedoch allein auf den externen Randsenkenbereich und auf den von mehreren, am holozänen Auenniveau ansetzenden, sekundären Aurinnen durchzogenen Arealen. Sie haben erst letztere tiefere Terrassenpositionen geschaffen. In ihrem zentralen Bereich zwischen Kiefenholz und Oberachdorf erhebt sie sich um rd. 2 m (326 – 325 m ü. NN) über die südlich vorgelagerte Donauaue (324 – 323 m ü. NN) und erreicht mit 4 – 4,5 m ü. MW die für sie in diesem Raum kennzeichnende

Terrassenhöhe.

Sowohl die Tiefenlage ihrer Terrassenbasis (s. u.) zwischen -2 m bis -5 m u. MW (von 28 Bohrungen weisen lediglich 3 Bohrungen — TK 6939 Bohr-Nr. 200, TK 7040 Bohr-Nr. 15, 25 — Quartärbasiswerte von 0,5, -0,5 und -1 m u./ü. MW auf, wobei die Bohrung TK 6939 Bohr-Nr. 200 mit ihrem Basiswert von 0,5 m ü. MW in naher Position zum kristallinen Talrand liegt), wie auch ihre maximale Bodenentwicklung — einer kräftigen dunkelrotbraunen Parabraunerde auf horizontal geschichtetem V-Schotterkörper (derzeit aufgeschlossen in der Ksg. im "Hungergrund" östlich von Kiefenholz) — charakterisiert sie — neben ihrer intensiven Oberflächengliederung durch zahlreiche Aurinnen — als NT3.

Diese Einstufung als kaltklimatische, spätglaziale Aufschotterung fand eine weitere Bestätigung in einem Hausaufschluß am Ortsausgang von Kiefenholz nördlich der Landstraße nach Oberachdorf. Unmittelbar unterhalb des dunkelrotbraunen Unterbodens der Parabraunerde — ca. 1,4 m unter Flur — befand sich innerhalb des Schotterkörpers ein 0,8 x 0,55 x 0,3 m großer Driftblock aus Malmkalk (nächstgelegenes Juravorkommen: Keilberg bei Regensburg, rd. 14 km entfernt).

Talabwärts erstrecken sich u.a. weitere NT3-Terrassenflächen in morphologisch entsprechend tiefer Lage im Talgrund:

- oberhalb Straubing bei Kagers, wo sie lediglich relikthaft erhalten, halbinselartig als 1 - 2 m höheres Terrassenniveau in die holozäne Donauaue hineinragt (Bellage 13). Ein im Zuge der Erweiterung der Schifffahrtstraße am Donauprallhang nördlich Kagers sich ergebender kurzfristiger Aufschluß erschloß die NT3 in ca. 250 m Breite und bis in ca. 5 m Tiefe. Er zeigte ihren horizontal geschichteten V-Schotterkörper, der in den hangenden Partien zunehmend sandstreifiger mit einer 1 - 1,5 m mächtigen Sandlage mit hangender rötlichbrauner Parabraunerdeüberprägung abschloß.
- unterhalb von Straubing setzt die NT3 südlich der Donau bei Sand als schmale Terrassenleiste ein. Zwischen Sand bis unterhalb von Hermannsdorf begleitet sie die in diesem Raum lediglich 500 - 750 m breite Donauaue (314/315 m ü. NN) am südlichen Auenrand mit einem durchschnittlich 2 m hohen Stufenrand und einer Höhenlage der NT3-Terrassenfläche von 3,5 - 4,5 m ü. MW (316/317 m ü. NN). Zum südlichen Talgrundrand hin — südlich des Lohgrabens — wird die in diesem Raum ca. 600 m breite NT3 von der rund 1 m höheren NT2-Terrassenfläche begrenzt. In ihrer räumlichen Verbreitung entspricht die NT3 im Raum Sand — Hermannsdorf BRUNNACKERs (1956) "Jüngerem Schwemmlöß", auf dem nach BRUNNACKER & KOSSACK (1957) Siedlungsstätten des mittleren und jüngeren Mesolithikums liegen.

Die nördlich der Donau erhaltenen NT3-Flächen grenzen unmittelbar an den steil aufragenden Vorderen Bayerischen Wald bzw. nordwestlich von Tegernheim gegen das Oberpfälzer Bruchschollenland. Unterhalb von Wörth

werden sie von lößbedeckten Hochterrassenfluren überragt. Postgenetische Überdeckungen ihres Externrandes bilden am Austritt von Seitentälern meist kleinere Schwemmkegel, die lediglich im Raum Kruckenberg – Wiesent größere Ausdehnung und eine kräftigere Erhebung aufweisen. Entlang des Mittelgebirgsrandes wird sie zudem mit schwankender, durchschnittlich 100 m Breite von talhangparallelen Hangfußsedimenten überlagert.

Außerhalb der Überdeckungsbereiche durch Schwemmkegel und Hangschutt bildet ihr externer Terrassenbereich eine morphologische Tiefenlinie, die sich besonders im Raum Frengkofen – Wiesent, infolge hochstehenden Talrandgrundwasserspiegels durch dunkle, stark humose, z. T. anmoorige, semiterrestrische Bodenbildungen von den rotbraunen Parabraunerden der höherliegenden zentralen Terrassenbereiche auch pedologisch abhebt.

Südlich der Donau grenzt die NT3 mit einer deutlich ausgeprägten, 1 – 2 m hohen, durch die ackerbauliche Nutzung leicht abgeflachten Stufe gegen die NT2. Im Bereich südlich von Sarching war, infolge des ausgedehnten, inzwischen fast vollständig eingestellten Kiesabbaues, eine genaue Grenzziehung nicht möglich.

Im Gegensatz zu den älteren Niederterrassen weist sie eine intensivere Oberflächenreliefierung durch bis zu 2 m tief eingeschnittene, sekundäre Aurinnen auf, die talaufwärts am holozänen Auenrand ansetzen und die Terrassenoberfläche – häufig bis zur Randsenke hin – queren, um talabwärts im Auenniveau einzumünden oder von diesem geschnitten zu werden.

Der Aufbau ihres Schotterkörpers, ihrer Deckschichten und abschließenden Bodenbildungen ist derzeit in mehreren Kiesgruben zwischen Sarching und Illkofen sowie nördlich von Obermotzing aufgeschlossen. Ein weiterer kurzfristiger Aufschluß ergab sich im April 1985 westlich von Illkofen. Ebenso wie die beiden älteren Niederterrassen kennzeichnet ihren Sedimentkörper ein horizontal geschichteter, stark sandiger, vorwiegend mittelkiesiger und wechselnde Fki- und Gki-Anteile führender V-Schotter, bei dem jedoch in zwei Aufschlüssen (Fr 1 und III, Beilage 7, 12) das häufigere Auftreten von blockführenden Gki-Schotterlagen (bis 20 cm Ø) auffiel. Als syngenetische Kaltklimaindikatoren konnten – bis an die Schotteroberkante auftretend – sowohl in der Kiesgrube Sa 1 (Tab. 30) und Fr mehrere, mit maximalem Durchmesser von über 1 m große Driftblöcke (petrographisch: vorwiegend Malmkalksteine, seltener kristalline Gesteine) beobachtet werden.

Eine syngenetische Verwürgung zeigte sich zudem in der Kiesgrube Fr 1 (Tab. 31), wo 60 cm unter der Schotteroberkante eine Wechsellagerung horizontal geschichteter Sand- und Kiesbänder 30 cm tief kryoturbat verstellt war und von der nachfolgenden Parabraunerdebildung taschenförmig nachgezeichnet wurde.

Im Gegensatz zu den älteren Niederterrassen ist ihr Schotterkörper frei von epigenetischen Kaltklimaüberprägungen.

Tab. 30 : Bodenprofil " rubefizierte Parabraunerde auf der NT3 der Donau "

Ort: Kiesgrube unmittelbar südlich des Sarchinger Badesees, (Sa 1), ca. 328 m ü. NN.
TK 1 : 25000 : 6939 Donaustauf **R** 451890 **H** 542992
Aufnahmedatum: 25.6.85
Geländeposition : zentraler NT 3 - Bereich
Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	20	Schluff, fs, mki/fki-führend, h, dbr, entkalkt
Al	40	Schluff, fs, mki/fki-führend, hbr, entkalkt
AlBt	50	Schluff, fs, mki/fki-führend, hrötlbr, entkalkt
Bt	110	Mittelkies, gki, vereinzelt Bl (3 Driftblöcke von 1 m bis 1,2 m Durchmesser), fs, l, ausgeprägte Tonbeläge, drotbr, karbonat-schotterfrei, entkalkt
Bv	120	Substrat wie im Bt-Horizont, karbonatschotterführend, hrötlbr, im Liegenden bis 20 cm tiefe Verwitterungstaschen, k'
Ckc	130	Mittelsand, fs', mm-große Kalkpigmente, hgr, k
C	> 330	horizontal geschichteter, stark sandiger, vorwiegend mittelkiesiger fki / gki-führender NT 3 - Schotterkörper

Grundwasserspiegel bei : 330 cm unter Flur

Tab. 31 : Bodenprofil " rubefizierte Parabraunerde auf der NT 3 der Donau "

Ort: Kiesgrube Friesheim-S (Fr 1), "Friesheimer Weg"
TK 1 : 25000 : 6939 Donaustauf **R 452031 H 542965**
Aufnahmedatum: 26.6.85
Geländeposition : zentraler NT 3 - Bereich, ca. 329 m ü.NN
Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	15	Schluff, fs, mki/fki-führend, l', h, dbr, entkalkt
Al	30	Substrat wie oben, hgr, entkalkt
AlBt	45	Feinsand, u, mki, l, schwache Tonbeläge, hrötlbr, entkalkt
Bt	80	Mittelkies, gki', l, synsedimentäre Kryoturbation bis 30 cm Tiefe, ausgeprägte Tonbeläge, drotbr, entkalkt
Bbv	100	Ms, fki'', hbr mit rotbr Bändern, entkalkt
Ckc	115	Feinkies, mki, gs, zahlreiche weißgr., bis cm-große Kalkbänder, hgr, k
C	> 430	horizontal geschichteter, stark sandiger, vorwiegend mki NT 3 - Schotterkörper

Grundwasserspiegel bei: 4,3 m unter Flur
 Quartärbasis nach Auskunft des Kiesgrubenbetreibers bei ca. 4 m unter Gw

Tab. 32: Bodenprofil " Braunerde auf jungholozäner Flugsanddecke mit fossiler rubefizierter Parabraunerde auf der NT3 der Donau "

Ort: Kiesgrube Friesheim-S (Fr2), "Friesheimer Weg"
TK 1 : 25000 : 6939 Donaustauf **R 452030 H 542976**
Aufnahmedatum: 14.3.86
Geländeposition : zentraler NT 3 - Bereich, ca. 329 m ü.NN
Nutzung : Ackerland

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften	
Ap	20	Feinsand, u, l, Holzkohleflitter, h', grbr, entkalkt	Flugsand II (Jungholozän)
Bv	45	Feinsand, u, l, Fki''-führend, gbbr, entkalkt	
fAh	55	Lehm, fs, u, Fki-führend, h', dgrbr, entkalkt	NT 3 (J. Tz.)
AlBt	75	Lehm, u, fs, hgrbr, entkalkt	
Bt	100	Lehm, u, fs, Fki-führend, ausgeprägte Tonbeläge, drotbr, entkalkt	
II Bt	120	Feinsand, l, Tonbeläge, rotbr, entkalkt	
III Bt	130	Mittelkies, ms, l, Tonbeläge, drotbr, entkalkt	
Cv	150	Grobkies, mki, gs, Karbonate intensive Verwitterungskruste, hbrgr, k	
C	> 390	horizontal geschichteter, stark grobsandiger, vorwiegend mki NT 3 - Schotterkörper	

Grundwasserspiegel bei: 3,9 m unter Flur

Zum Hangenden endet die NT3-Akkumulation häufiger (Ksg. III, Fr 2) mit einer lokalen über 80 cm mächtigen, schwach fein- bis mittelkiesführenden Fs-Lage, die an einzelnen Stellen – wie im Profil Fr 2 (Tab. 32) aufgeschlossen – post-sedimentär zu geringmächtigen Flugsanden umgelagert wurde. Jünger als die überdeckte, fossilisierte Parabraunerde und selbst lediglich eine schwache Braunerdebildung aufweisend sind diese äolischen Umlagerungen in das Jüngere Holozän zu stellen, evtl. – ebenso wie die jungholozänen Verwehungen auf dem Flugsandgürtel der NT2 mit ihrer abschließenden Braunerdebildung (s. o.) – ausgelöst durch die intensive ackerbauliche Nutzung der Terrassen seit den großflächigen Rodungen des frühen Mittelalters. Weitere kleinräumige Flugsanddecken treten östlich von Pfatter und südlich von Aholting (Beilage 12) auf.

Als weit verbreitete Bodenbildung findet sich auf der NT3 eine rubefizierte Parabraunerde, deren dunkelrotbraune bis rotbraune Bt-Unterkante – ebenso wie bei den beiden älteren Niederterrassen – im allgemeinen zwischen 80 - 100 cm tief in den Terrassenkörper hineinreicht.

Ein spätglazialer Verwitterungsvorsprung der beiden älteren Schotterflächen zeigt sich dagegen in der Tiefenlage der Entkalkungsuntergrenze. Während diese auf der NT3 zwischen 90 - 110 cm unter Flur liegt (Tab. 30, 31, 32), erreicht sie auf den beiden älteren Niederterrassen eine durchschnittliche Tiefenlage von 120 - 140 cm unter Flur (Tab. 25, 26, 28, 29).

Da in allen Aufschlüssen die Terrassenbasis der NT3 unterhalb des Grundwasserspiegels verborgen ist, kann sie – ebenso wie bei der NT2 – allein aus den Quartärbasiswerten der Bohrungen abgeleitet werden (Abb. 22).

So erreichen die auf der NT3 und außerhalb des ehemaligen Verlaufes der HT1-Tiefenrinne – als mutmaßliche Verlängerung auf der Grundlage des gesicherten Verlaufes in der Beilage 7 – niedergebrachten Bohrungen zum überwiegenden Teil das fast durchweg tertiäre Sohlgestein in einer Tiefenlage zwischen -2 bis -5 m u. MW. Lediglich in 5 Bohrungen liegt die Quartärbasis oberhalb des Talmittelwasserspiegels, wobei 4 der Bohrungen (TK 6939 Bohr-Nr. 177, 179, 200; TK 7040 Bohr-Nr. 73) im externen Terrassenbereich der NT3 niedergebracht wurden und in einer der Bohrungen (TK 6939 Bohr-Nr. 29) die Quartärsohlschicht als kristallines Festgestein ausgebildet ist.

Wie in Kap. 4.2.1. dargestellt, bewirkte bereits die der HT1-Aufschotterung vorausgehende Tiefererosion in ihrem Bereich eine Ausräumung des präquartären Untergrundes auf -2 bis -5 m u. MW. Als HT1-Tiefenrinne kann sie von Barbing über Neutraubling und entlang dem südlichen Talgrundrand bis Pfatter weiter verfolgt werden (Beilage 7). Alle nachfolgenden Terrassenbildungen von der UT bis einschließlich zur NT2 besitzen dagegen eine um mehrere Meter höherliegende Terrassenbasis, wobei die in Rinnen bis ca. -1 m bis +0,5 m ü. MW hinabreichende UT tiefere Basiswerte aufweist als die NT2 bei ca. +0,5 bis +2 m ü. MW und die NT1 bei ca. +1 bis +3 m ü. MW. Daher treten im Bereich

der morphologischen Verbreitung der beiden älteren Niederterrassen und außerhalb der HT1-Tiefenrinne neben zahlreichen, der Tiefenlage ihrer Terrassenbasis entsprechenden Quartärbasiswerte (Abb. 22) häufiger Werte im Bereich zwischen -1 bis +0,5 m ü. MW auf, die auf einen in Rinnen erhaltenen, älteren, vermutlich UT-Sockelschotter hinweisen (s. a.: Tab. 3b; Kap. 4.2.1.).

Wie in den geologischen Talquerschnitten D - F (Beilage 11) zwischen Tegernheim und Großer Laaber, die auf der Grundlage vorliegender Bohrungen, dreier Aufschlüsse bis zur Quartärbasis (Ha 1, Ha 2, Ha 3; s. o.) und unter Einbeziehung der geologischen Profile von HOMILIUS et al. (1983: Tafel 9, Profile 1-9) erstellt wurden, dargestellt, sind somit die innerhalb der beiden älteren Niederterrassenflächen auftretenden unterschiedlichen Tiefenlagen der Quartärbasis Ausdruck fluvialer Dynamik mindestens seit Ausbildung der HT2.

Mindestens deshalb, da eine Unterscheidung der fast im gleichen Niveau liegenden Terrassenbasen von UT und HT2 nicht möglich ist. Daher ist bei der stratigraphischen Einstufung in entsprechender Tiefenlage vermuteter (Quartärbasen der Bohrungen in etwa im Mittelwasserniveau) oder auch nachgewiesener (Aufschlüsse Ha 2, Ha 3; s. o.) älterer Sockelschotter nicht auszuschließen, daß die jüngere UT bei ihrer Ausbildung evtl. noch erhaltene HT2-Schotter nicht völlig ausgeräumt hat.

Nördlich der HT1-Tiefenrinne treten erst im Bereich der NT3 erneut Quartärbasiswerte von -2 bis -5 m u. MW auf. Da diese mit der morphologischen Verbreitung der NT3 korrelieren und – wie im Raum Barbing – Pfatter nachweisbar – keinerlei Zusammenhang zu der mehrere Kilometer südlich verlaufenden HT1-Tiefenrinne erkennen lassen, entsprechen sie der Tiefenlage der NT3-Terrassenbasis.

Während sich die NT3 in ihrem Flußbettsedimenttyp – V-Schotter – nicht von den älteren Niederterrassen unterscheidet, so zeigt sich in dieser ihrer Aufschotterung vorausgehenden ausgeprägten Tiefenerosion, die sowohl eine vollständige Ausräumung aller älteren Quartärsedimente wie auch eine Tieferlegung der Erosionsbasis um durchschnittlich 4 - 5 m bewirkte, ein kräftiger Umbruch in der jungquartären Talentwicklung dieses Raumes.

Sie leitet eine bis weit ins Holozän (s. u.) anhaltende Entwicklung ein, die bei abnehmender Flächenausdehnung der Terrassen sowohl durch eine kräftige Ausräumung des präquartären Sohlgesteines – Tieferlegung der fluvialen Erosionsbasis – wie auch durch wesentlich größere Mächtigkeiten der Terrassenkörper gekennzeichnet ist.

Da die NT2-Aufschotterung mit Ausgang der Ältesten Tundrenzeit abgeschlossen war bzw. während dem Bölling lediglich noch von extremen Hochwässern mit ihren in Rinnen abgelagerten Auensedimenten überprägt wurde (Kap.

4.3.1.2.), ist das Bildungsalter der NT3 auf einen Zeitraum vom Bölling bis Ende Jüngere Tundrenzeit eingengt.

Dabei ist anzunehmen, daß die ihrer Aufschotterung vorausgehende, verglichen mit den beiden älteren Niederterrassen außergewöhnlich kräftige Ausräumung und Tieferlegung der Flußbettsohle zum einen bei stabileren Uferverhältnissen ohne wesentliche Gesteinsneuzufuhr vom Uferrand bzw. den Zuflüssen, d. h. unter flächendeckender Vegetation (Strauch- oder Waldvegetation) und zum anderen bei zumindest jahreszeitlich sehr hohen Abflußmengen stattfand.

Beide Voraussetzungen scheinen für den Übergang der Ältesten Tundrenzeit zum Bölling - Interstadial zuzutreffen.

So tritt nach den von EICHER (1979; 1987; ders. et al. 1982) aufgrund von Sauerstoff - Isotopenbestimmungen abgeleiteten Paläotemperaturen das Bölling gegenüber der Ältesten Tundrenzeit durch eine markante Klimaverbesserung hervor, wobei zu Anfang fast postglaziale Temperaturwerte erreicht werden.

Pollenanalytische Untersuchungen aus dem Alpenvorland (u. a.: CASTEL 1984; WELTEN 1981; RAUSCH 1975; BEUG 1976; SCHMEIDL 1980) und aus dem Mittelgebirgsraum nördlich der Donau (u. a.: ERTL 1986: 38ff. mit ausführl. Literaturnachweis) bestätigen diese sprunghafte Klimaverbesserung und belegen das Einsetzen einer flächenhaften Vegetationsausbreitung bzw. im südlichen Alpenvorland die beginnende Wiederbewaldung ((u. a. nach PATZELT (1980: 14) erfolgte die Wiederbewaldung des Inntales knapp nach 13000 a. BP.)).

Stark erhöhte Abflußmengen können in diesem Zeitraum der sprunghaften Klimaverbesserung auf ein kräftiges Abschmelzen der Alpengletscher bis auf postglaziale Verhältnisse entweder von den Gschnitzmoränen mit ihrer Schneegrenzdepression von 600 - 700 m (PATZELT 1980) oder von den Daunmoränen mit ihrer Schneegrenzdepression von 255 - 375 m (MAISCH 1987) zurückgeführt werden.

4.3.2. Die Auenterrassen

Mit dem Eintritt der Donau in die weite Ausräumungslandschaft des Donngaus unterhalb von Regensburg erweitert sich das an den rezenten Flußlauf angelehnte Auenniveau beträchtlich und begleitet den zwischen Tegernheim und Bogen durch mehrere große Flußschleifen und Windungen gekennzeichneten Donaulauf in durchschnittlich 2 - 3 km Breite. Schmalere Bereiche von z.T. weniger als 1 km Breite zwischen Sarching und Frengkofen, wo die Donau nach Norden unmittelbar an den steil aufragenden Kristallinrand des Vorderen Bayerischen Waldes grenzt sowie im Raum Irling - Stadldorf stehen Breitenausdehnungen von mehr als 3 km im Straubinger Raum gegenüber.

Im Gegensatz zu den hochwasserfreien Niederterrassen lagen die Auenterrassen bis in die jüngste Vergangenheit im extremen Hochwasserüberflutungsbereich. Daher werden die mit ihrer Schotteroberkante teilweise bis 1,5 m ü. MW aufragenden Auenterrassen, wie die zahlreich vorliegenden Bohrungen und einzelne Aufschlußbeobachtungen zeigen, von einer durchschnittlich 1 - 4 m mächtigen, feinkörnigen, z.T. mehrgliedrigen Auensedimentdecke mit abschließenden, gering entwickelten Auenböden überlagert. Dabei greifen junge Hochflutsedimente z. T. weitflächig über ältere Terrassen hinweg. Erst der Bau von Hochwasserschutzdämmen in Verbindung mit der Anlage eines ausgedehnten Binnenentwässerungssystems, das zwischen Demling und Bogen in den Jahren 1927 - 1960 fertiggestellt wurde (nach BAUER 1965: 148f.; NEUBAUER 1970: 263) sowie der kanalartige Ausbau der Donau zur Europäischen Wasserstraße seit ca. 1980 (weitere Dammbauten, Bau von Stau-stufen bei Geisling und Straubing, Erweiterung des Binnenentwässerungssystems, Durchstich der Öberauer Schleife) führte zu einem vollständigen Hochwasserschutz der Auenniederung. Große Bereiche der ehemals überwiegend von Wiesen, Weideflächen und Auwald eingenommenen Donauaue konnten so einer weitgehenden ackerbaulichen Nutzung zugeführt werden (vgl. NEUBAUER 1970: 258; CZAJKA & KLICK 1967: 37ff.).

Mit einer durchschnittlichen Erhebung der zentralen Terrassenbereiche von lediglich 2 - 2,5 m ü. MW, die zudem zur Nahrinne hin auf z. T. unter 1 m ü. MW abdachen, grenzt das Auenniveau mit einer markanten, meist mehrere Meter hohen Geländestufe gegen die Niederterrassen oder tieferen Talhangterrassen. Entlang dieser ausgeprägten Terrassenkantenlage unmittelbar an der Grenze zweier unterschiedlicher Naturräume erstreckt sich sowohl nördlich (Tegernheim - Frengkofen - Kiefenholz - Oberachdorf - Stadldorf - Niederachdorf etc.) wie auch südlich (Barbing - Sarching - Friesheim - Illkofen - Eltheim - Geisling - Pfatter etc.) der Donauaue ein ausgeprägter Siedlungsstrang. Er begrenzt das Altsiedelgebiet der hochwasserfreien Niederterrassen und tieferen Talhangterrassen von der auch heute noch gering besiedelten

und vorwiegend erst seit dem Hochmittelalter in den Siedlungsraum (Tab. 33) einbezogene, ehemals hochwassergefährdete, feuchte Donauniederung (zur ur- und frühgeschichtlichen Besiedlung u.a.: SCHIER 1985; RIECKHOFF-PAULI & TORBRÜGGE 1984).

Im Gegensatz zu den von einem breitbettigen, weitverzweigten Fluß (braided river) aufgeschotterten drei würmzeitlichen Niederterrassen setzt sich das Auenniveau aus sieben lateral gewachsenen Reihenterrassen zusammen. Sie sind Ausdruck von Flußlaufverlagerungen des im Talgrund mäandrierenden, einpfadigen Donaulaufes, wobei in sieben Perioden mit gesteigerter fluvialer Aktivität kräftig erhöhte Mäanderverlagerungen erfolgten, die zu einer verstärkten Umlagerung älterer Ablagerungen und daher zur Ausbildung zeitlich entsprechender Terrassenbildungen führten. In der Talgeschichte umfassen sie einen Bildungszeitraum vom Beginn des Holozäns bis zur ersten vollständigen Donaukorrektur, die nach BAUER (1965: 146, TAFEL VII) zwischen 1837 - 1883 mit Mäanderdurchstichen bei Pfatter und Gmünd (in den Jahren 1850 - 1862) durchgeführt wurde.

Einblick in die Flußmorphologie des auch im weitgehenden Naturzustand - vor der vollständigen Korrektur - einpfadigen Donaulaufes gewähren historische Karten wie u. a. der Topographische Atlas vom Königreich Bayern im Maßstab 1 : 50000 mit den Blättern: Regensburg (1819), Mitterfels (1829), Straubing (1825). Eine Plankopie der topographischen Aufnahme des Landgerichts Straubing aus dem Jahre 1812 im Maßstab 1 : 25000 ist im StAA Landshut (Rep. 95/144) einsehbar. Der Donaulauf von Regensburg bis Niederaltelch um ca. 1800 im Maßstab 1 : 28000 (nach FINSTERWALDER 1967: Tab. 2) ist in RIEDLs (1806) "Stromatlas" auf den Blättern IV, V und VI dargestellt. An älteren Kartendarstellungen, die den gesamten Donaulauf unterhalb von Regensburg bis Pleinting erfassen, besitzen allein APIAN's (1568) 24 Landtafeln von Bayern mit dem ungefähren Maßstab 1 : 135000, deren Aufnahme Apian in den Sommermonaten der Jahre 1555 - 1562 durchführte, eine genauere Darstellung des Gewässernetzes (vgl. FINSTERWALDER 1967: 18ff.), wenn auch die Breite der Flüsse - z. B. der Donau - weit übertrieben ist.

Als Relikt von Flußlaufverlagerungen des im Talgrund mäandrierenden, einpfadigen Donaulaufes wird die Auenniederung von zahlreichen, mit dem lateralen Sedimentanwuchs angelegten Aurinnen - primäre Aurinnen sensu SCHIRMER (1983: 26) - durchzogen. Dabei besitzen die Rinnen älterer Terrassenflächen meist eine stärkere Verfüllung, so daß dort ein ausgeglicheneres Relief erzeugt wird. Häufiger ist - insbesondere innerhalb weit zum Auenrand ausgreifender Mäanderbögen - als jüngstes Stadium der Terrassenaufschüttung das wenig verfüllte, ehemalige Flußbett - Paläoflußbett - vor Verlassen der Terrassenfläche erhalten.

Tab. 33: Orts- und Flurnamen und ihre erste urkundliche Erwähnung im Donautal-
grund zwischen Regensburg - Pfatter und im Raum Straubing - Bogen

Tk 1 : 25000 | Ort / Flur |

6939	Altach	863 Sdlg. am Wasser ***
6939	Auburg	vor 1442 *
7041	Breitenfeld.	erste Hälfte 12. Jhdrt., Fischereilehen **
6939	Demling	821 *
7041	Fischerdorf	um 1190, Fischersiedlung
7041	Gollau	1164, Schwaige **
7041	Hornsdorf	ca. 1250
7041	Kagers	885
7040	Kiefelmauth	vor 1698 *
7040	Kleinklefenholz	vor 1539 *
7041	Lenach	1115
7041	Öberau	vor 1146 (befest. frühmittelalterl. Donaulübergang **)
7041	Reibersdorf	12. Jhdrt., Schwaiger und Fischer
7040	Seppenhausen	1275 ***
7041	Sossau	1146, Einöde
7041	Thurnhof	vor 1599, Schwaige u. Wasserburg **
7141	<i>Beschlacht</i>	1478 Umleitung d. Donau in Straubinger Altwasser ****
7041	<i>Hagen</i>	1561, zu Praitenfeld im Hackhen
7141	<i>Gstütt</i>	1301, d. Wiese jenseits d. Donaubrücke b. Straubing, das spätere Gstütt (1579)
7141	<i>Pillmoos</i>	1353 Pufizmühl, 1433 Piflismühl, 1606 Pilbiß, 1629 "bei der Pilbißwis", -moos erst im 19. Jhdrt. *

Quelle: SCHMIDT o. J.
* SCHMID 1976
** FREUNDORFER 1974
*** SCHWARZ 1952

* BAUMGARTNER 1927
** RIECKHOFF-PAULI & TOR-
BRÜGGE 1984
**** FEHN 1968

In einzelnen Auenbereichen ermöglicht sein Verlauf räumlich auseinanderliegende, gleichalte Terrassenflächen zu verbinden.

Wesentliches Kriterium für die Abgrenzung der in etwa in demselben Oberflächenniveau nebeneinanderliegender Terrassenbildungen — Reihenterrassen sensu SCHIRMER (1983a: 28) — ist ihre Oberflächengliederung im Talquerschnitt (s. Kap. 2.1.; nach SCHIRMER 1980: 72ff.; ders. 1983: 28ff.). Infolge des internen Absinkens der jeweiligen Terrassenoberfläche zu ihrer im allgemeinen über einen Meter tieferen externen Nahrinne hin, ist auch bei Höhengleichheit der zentralen Bereiche unterschiedlich alter Terrassen zwischen ihnen meist eine deutliche Terrassenstufe ausgebildet. Da zudem die primären, mit dem lateralen Sedimentanwuchs angelegten Auenrinnenscharen einer einheitlichen Terrassenbildung gleichsinnig verlaufen, diese dagegen bei Auenterrassen unterschiedlichen Alters meist diskordant aneinanderstoßen — morphologische Diskordanz sensu SCHIRMER (1983a: 29f.) — ermöglichen beide Kriterien eine sichere morphologische Abgrenzung. Räumlich nebeneinander liegende, unterschiedlich alte Terrassen können so relativstratigraphisch im Sinne eines relativen Mindestalters ihrer Ausbildung von jung nach alt eingestuft werden.

Wie die auf dieser von SCHIRMER (1980; 1983a) aufgestellten morphologischen Methode zur Abgrenzung von Reihenterrassen durchgeführten Kartierungen der Donauaue im Raum Tegernheim — Gmünd (Beilage 12) und im Straubinger Raum (Beilage 13) zeigen, setzt sich das Auenniveau aus max. sieben unterschiedlich alten Terrassen zusammen. Da naturgemäß die älteren Terrassenbildungen von den nachfolgenden Umlagerungsphasen mehr oder minder stark ausgeräumt wurden, sind alle sieben Terrassen im unmittelbaren räumlichen Nebeneinander vorwiegend in Bereichen mit im Talquerschnitt größerer Auenausdehnung erhalten.

In den kartierten Talabschnitten befinden sich derartige Auenbereiche südlich des rezenten Donaulaufes zwischen Barbing — Sarching sowie zwischen Eltheim und Pfatter. Nördlich der Donau sind sie im Auenbereich zwischen Kiefenholz — Hungersdorf sowie zwischen Unterzeitldorn — Oberalteich in unmittelbarer morphologisch-stratigraphischer Verknüpfung vom rezenten Donaulauf bis zur ältesten H1-Terrasse im externen Auenbereich erhalten.

Da in keinem der beiden Kartierabschnitte trotz ihrer im Talquerschnitt großflächigen Auenausdehnung mehr als sieben unterschiedlich alte Terrassen im räumlichen Nebeneinander ausgebildet sind, ist anzunehmen, daß sie mit hoher Wahrscheinlichkeit alle holozänen Umlagerungsperioden repräsentieren. Es kann daher davon ausgegangen werden, daß zwischen den einzelnen Talabschnitten mit vollständiger morphologisch-stratigraphischer Abfolge aller sieben Terrassen die jeweiligen von alt nach jung als H1- bis H7-Terrasse eingestuften Anschüttungen korrele Bildungen darstellen.

In allen übrigen Auenbereichen, in denen nicht alle sieben Terrassen unmittelbar im räumlichen Nebeneinander erhalten sind, ergibt sich allein auf der Grundlage der morphologischen Kartierungen lediglich ein relatives Mindestalter ihrer Ausbildung, so daß erst beim Vorliegen weiterer relativer oder absoluter Altershinweise eine genauere, eventuell ältere Einstufung erfolgen kann (s. u.).

Eine eindeutige bodenkundliche Typisierung der einzelnen Auenterrassen ist aufgrund der weitflächigen Verbreitung junger Auensedimente und dem fast völligen Fehlen von Aufschlüssen nur begrenzt möglich.

Einzelne kurzfristige Aufschlüsse ergaben sich im Zuge von Erdbewegungen beim Ausbau der Donau zur Europäischen Wasserstraße, so u.a. beim Ausheben von Entwässerungsgräben, der Erweiterung der Schifffahrtsrinne und im Raum Würth beim Aufstellen von Strommasten. Daher wurden alle Terrassen durch zahlreiche Handbohrungen meist bis 1,6 m Tiefe bezüglich ihrer Maximalbodenbildung und dem Auftreten etwaiger fossiler Böden unter jüngeren Hochflutsedimenten unter Vermeidung von stark grundwasser- und hochwasserbeeinflussten Rinnenpositionen weitflächig abgebohrt. Bei den z.T. bis zu einem Dutzend in einer Terrassenfläche niedergebrachten Handbohrungen wurde jeweils diejenige mit dem maximalen terrestrischen Bodentyp und der reichhaltigsten Bodenabfolge aufgenommen.

Ausgehend von den morphologisch-stratigraphisch gut abgesicherten Teilräumen mit vollständiger Terrassenabfolge ergab sich für die einzelnen Terrassen die in Abb. 23 A - C an Hand dreier Bodenprofilschnitte zusammengefaßte generelle Abfolge:

1. Die maximale terrestrische Bodenentwicklung bildet auf der H5- bis H7-Terrasse eine stark kalkhaltige Auenpararendzina, die entsprechend dem zunehmenden Entwicklungsgrad des A-Horizontes von der H5-Terrasse mit einer hellgelbbraunen Bodenfarbe zur H7-Terrasse mit einer vorherrschenden Grautönung der Bodenbildungen abnimmt.
2. Im Sarchinger Raum greifen nach Ausbildung der H5-Terrasse jüngere Hochflutsedimente flächenhaft über alle Terrassen hinweg. Daher finden sich hier auch auf den älteren H1- bis H4-Terrassen als Oberflächenböden lediglich stark kalkhaltige, graubraune bis braune Auenpararendzinen. Von den durch die junge Auensedimentbedeckung begrabenen Bodenbildungen kommt der in mehreren Bohrungen sowohl auf der H1- wie auch der H2-Terrasse nachgewiesenen kalkhaltigen, schwarzbraunen Auenschwarzerde, die in Rinnenpositionen in einen schwarzen Anmoorgley bis schwarzes Anmoor ("Pechanmoor") übergeht eine terrassenstratigraphische Leitfunktion zu. Im Straubinger Raum tritt diese Bodencatena ebenfalls allein auf der H1- und H2-Terrasse auf entweder als Oberflächenboden oder unter jüngerer Auensedimentbedeckung (s. u.).

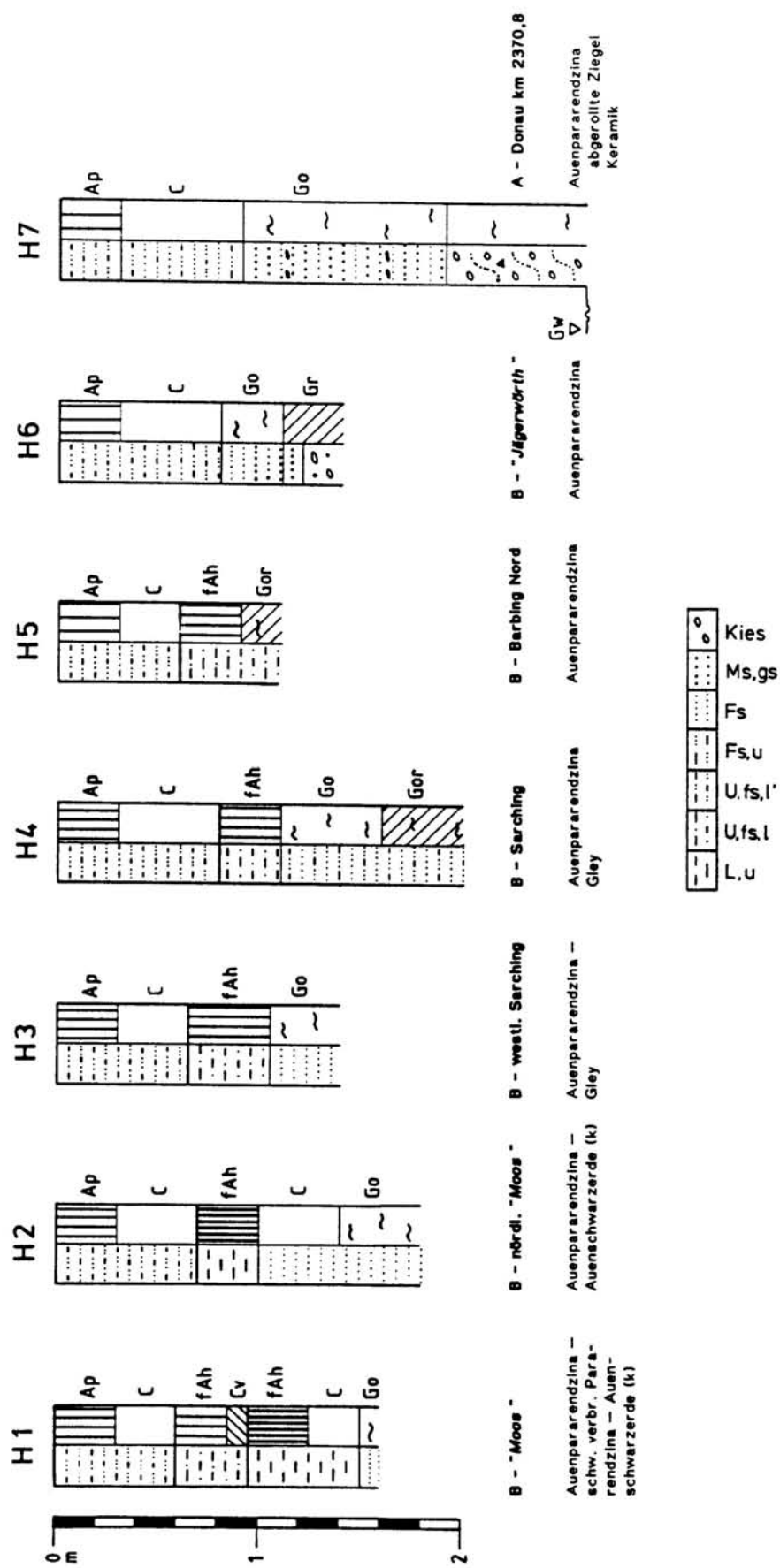


Abb. 23A: Maximale Auenbodenentwicklung auf den holozänen Terrassenstufen im Raum Sarching

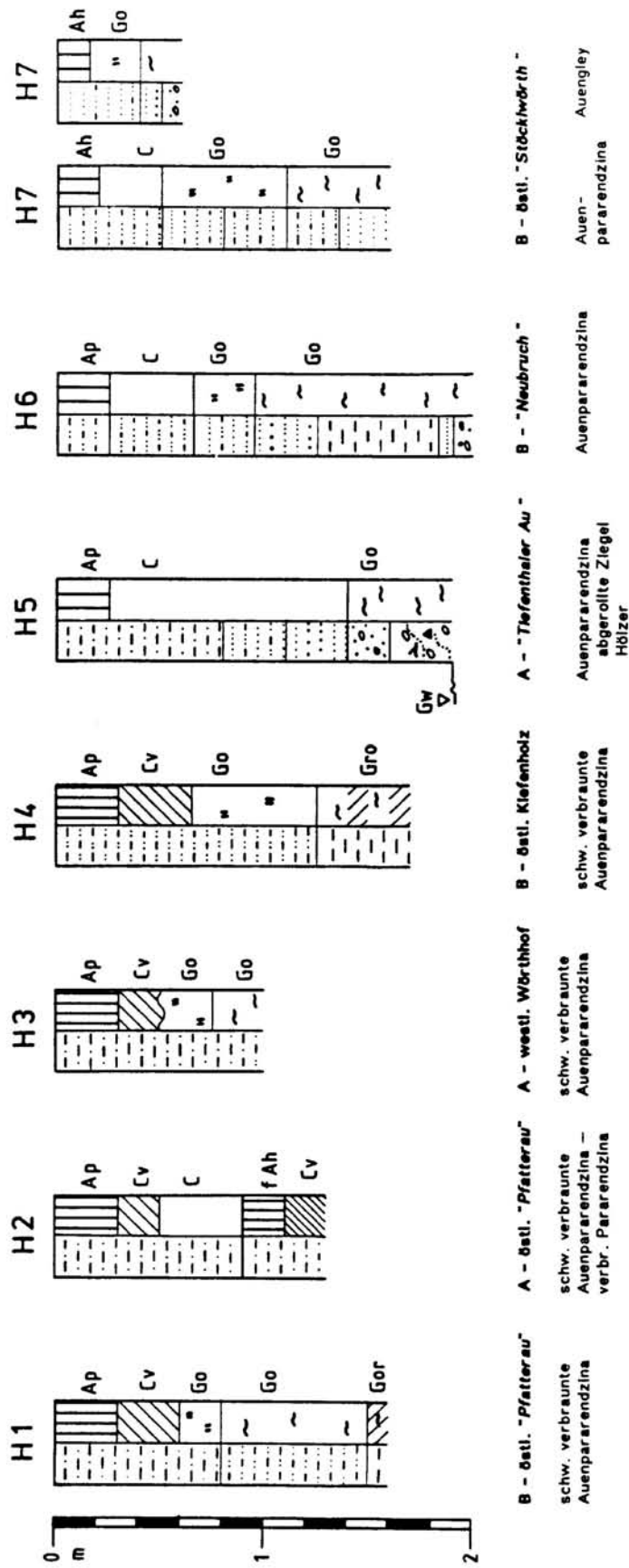


Abb. 23B: Maximale Auenbodenentwicklung auf den holozänen Terrassenstufen im Raum Wörth

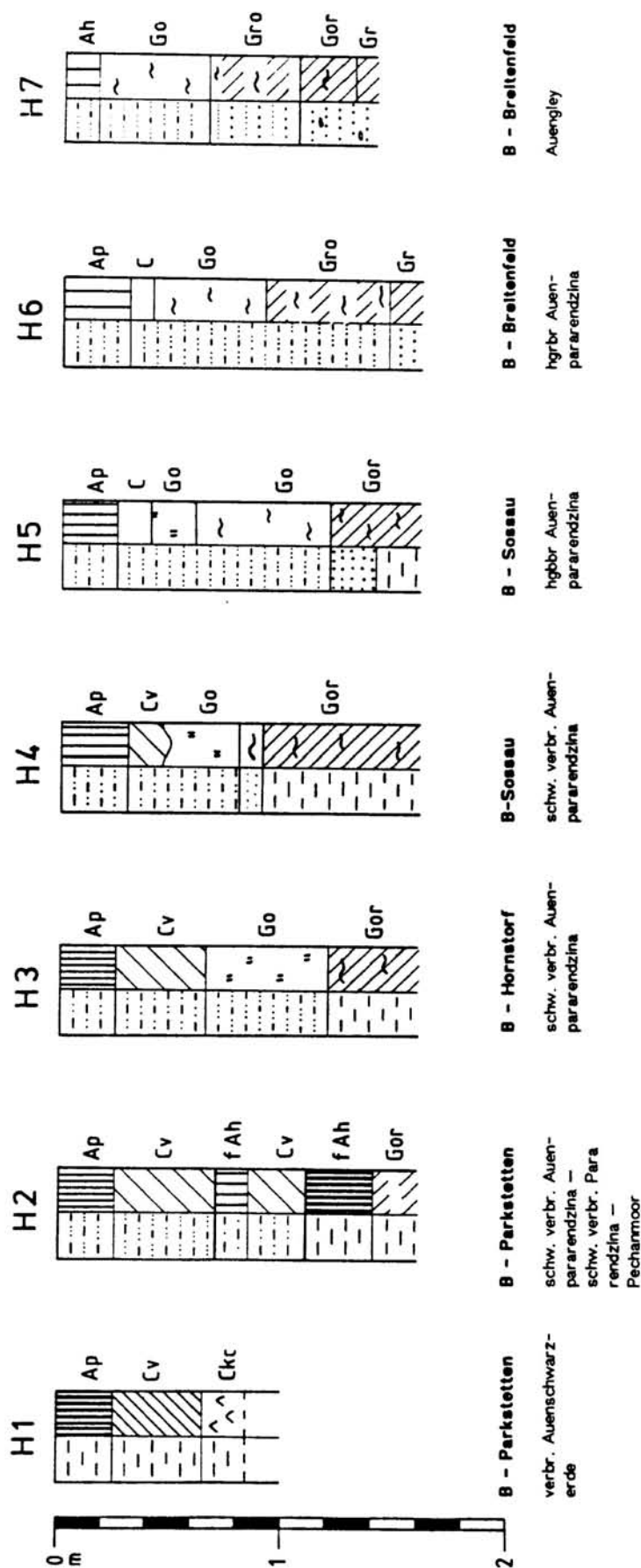


Abb. 23C: Maximale Auenbodenentwicklung auf den holozänen Terrassenstufen im Raum Parkstetten

3. Unterhalb von Sarching sind weite Bereiche der zentralen Hochpositionen der H1- bis H4-Terrasse mindestens seit Ausbildung der H5-Terrasse frei von einer stärkeren Auesedimentakkumulation, so daß auf ihnen eine Verbraunung der Oberflächenböden einsetzen konnte.

Als weit verbreitete Oberflächenböden tragen dort die H2- bis H4-Terrasse sowie im Raum Pfatter die H1-Terrasse schwach verbrauchte Auenpararendzinen mit gelbbraunen bis dunkelbraunen A-Horizonten. Die Untergrenze des stark kalkhaltigen, hellgelbbraunen Cv-Horizontes reicht in Abhängigkeit von der Tiefenlage der ehemaligen Grundwasseroberfläche bis maximal 70 cm unter Flur. Eine Entkalkung konnte makroskopisch nicht festgestellt werden. Mit der großen Breitenausdehnung der Aue im Straubinger Raum fehlt den talrandnahen H1-Terrassenflächen weitgehend eine Überlagerung durch jüngere Hochflutsedimente. Daher bildet dort die donauaufwärts teilweise als fossile Bodenbildung erhaltene Auenschwarzerde mehr oder weniger intensiv verbraunt den heutigen Oberflächenboden. In Rinnenpositionen sind pechschwarze Anmoore – häufig in Pflugtiefe – weit verbreitet.

Die Tiefenlage ihrer jeweiligen Terrassenbasis, die für keine der Terrassen aufgeschlossen war, kann annähernd aus den Quartärbasiswerten der vorliegenden Bohrungen abgelesen werden (Abb. 24).

Da – abgesehen vom unmittelbaren Auenrandbereich – die Quartärbasis im Bereich des Auenniveaus meist um mehrere tiefer als die niedrigste Erosionsbasis der pleistozänen Terrassen (HT1, NT3) liegt, baut sich seine Quartärfüllung allein aus holozänen Ablagerungen auf. Im Bereich der ältesten holozänen H1-Terrassenflächen entsprechen sich daher Quartär- und Terrassenbasis.

Abgesehen von den im Auenrandbereich liegenden Bohrungen, innerhalb dessen bei allen Terrassen häufiger ein zum Teil kräftiges Ansteigen der Basis auftritt, ergibt sich für die H1-Terrasse eine Erosionsbasis zwischen -6 bis -9 m unter MW.

Eine annähernd identische Verteilung zeigen die innerhalb der H2-Terrassenflächen erbohrten Quartärbasiswerte, so daß von einer in etwa gleichbleibend tiefen Erosionsbasis auszugehen ist.

Demgegenüber treten in beiden Kartierabschnitten tiefere Quartärbasiswerte bis max. -11 m u.MW erstmalig innerhalb der H3- und unter -11 m u. MW innerhalb der morphologisch erhaltenen H4-Terrassenflächen auf. Daher ist bei beiden Terrassen jeweils eine geringe Tieferlegung der Erosionsbasis anzunehmen.

Bei den nachfolgenden jüngeren Umlagerungsphasen – insbesondere der H6 und H7 – deuten sich in den dicht abgebohrten Auenbereichen westlich von Friesheim (Beilage 6, Bohrverzeichnis im Anhang) und entlang der B 20 östlich von Straubing (Abb. 25) eine wesentlich höherliegende Terrassenbasis im

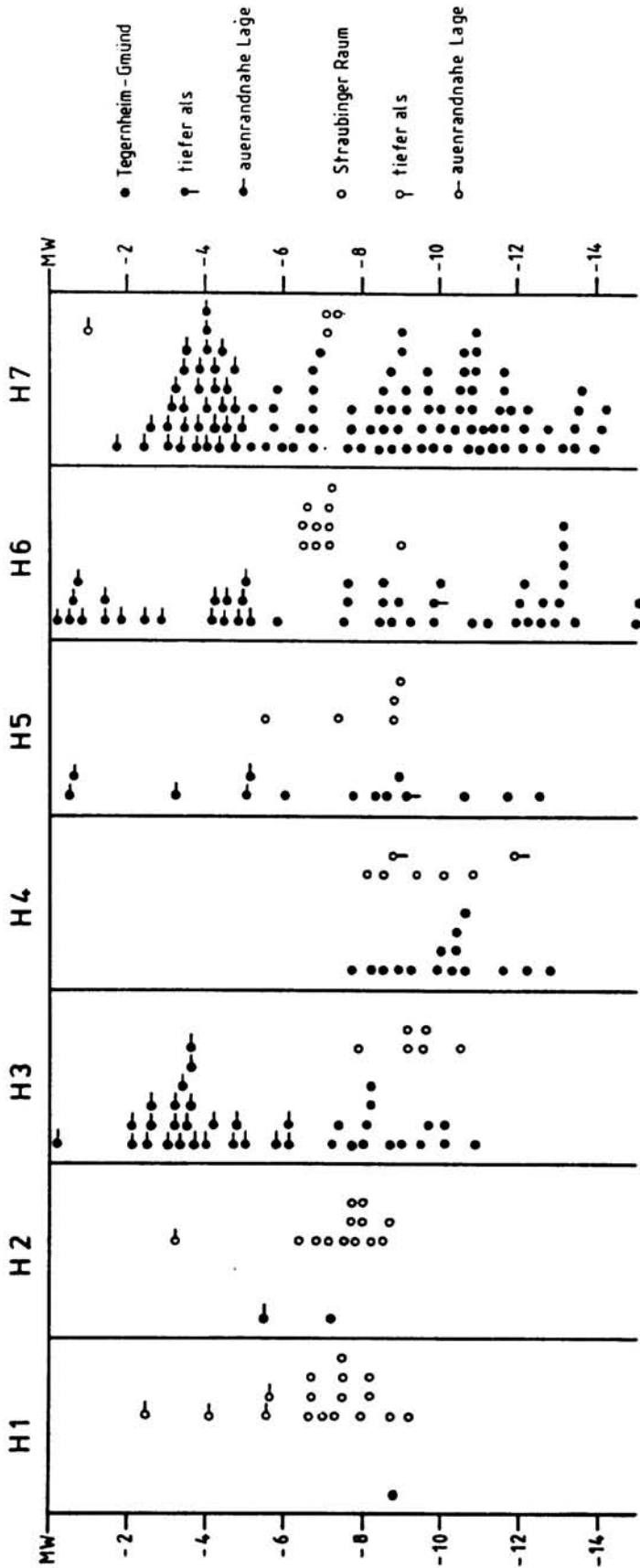


Abb. 24: Tiefenlage der Quartärbasis bezogen auf den Talmittelwasserspiegel (MW) der Donau bei tertiärem Sohlgestein innerhalb der holozänen Terrassen im Raum Tegernheim - Gmünd (Beilage 6, 7) und im Raum Straubing (Beilage 13)

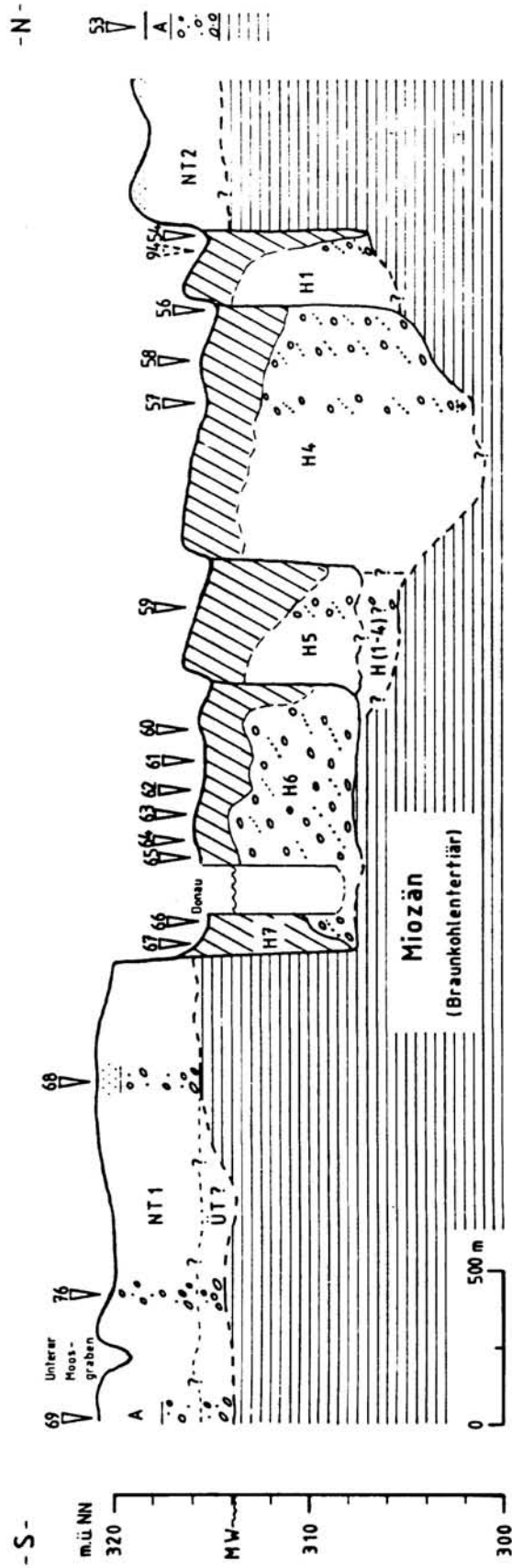


Abb. 25: Geologischer Talquerschnitt G durch den Donautalgrund unterhalb von Straubing nach Bohrungen (Beilage 13)

Bereich von ca. -4 bis -7,5 m u. MW an. Daher treten in dem bogenförmig nach Süden gegen die NT3 vorspringenden Auenbereich zwischen dem Sarchinger Badensee und dem westlichen Ortsausgang von Friesheim, in dem die Donau während der Ausbildung der H5- bis H7-Terrasse ihren Lauf verlagernd geflossen ist, lediglich Quartärbasiswerte bis -7 m u. MW auf. Erst zum nördlichen Auenbereich hin, annähernd in der westlichen Verlängerung der bei Demling morphologisch erhaltenen H4-Terrasse erreicht die Quartärbasis eine Tiefenlage unterhalb von -8 m u. MW, in mehreren Bohrungen liegt sie dort tiefer als -11 m u. MW.

Ebenso zeigen sich in dem dicht abgebohrten Auenbereich entlang der B 20 östlich von Straubing, wo die H1- bis H4-Terrassen weitflächig im nördlichen Auenbereich erhalten sind (Beilage 13, 14), daß innerhalb dieses Talquerschnittes (Abb. 25) die Quartärbasis erst zum nördlichen Auenbereich hin auf unter -7,5 m u. MW absinkt. Dagegen liegt sie innerhalb der H6- und H7-Terrassenflächen zwischen -6,5 bis -7,1 m u. MW.

Auf der Grundlage der innerhalb der einzelnen Terrassenflächen erbohrten Tiefenlagen der Quartärbasis zeichnen sich somit zwei markante Gegensätze im Erosionsverhalten der holozänen Donau ab. Nach Ausbildung der spätglazialen NT3 ist mit dem Umbruch zum einfadigen, mäandrierenden Donaulauf am Übergang von der Jüngerer Tundrenzeit zum Holozän eine ausgeprägte Tiefenerosionsphase verbunden, die von der fluviatilen Oberkante der NT3 bei ca. 4 - 4,5 m ü. MW ausgehend eine Tieferlegung der Erosionsbasis um durchschnittlich 11,5 m bis auf -6 bis -9 m u. MW bewirkte.

Während die H1- und H2-Terrasse ein in etwa gleichbleibend tiefes Erosionsniveau aufweisen, setzt mit der Ausbildung der H3 eine weitere geringe Tieferlegung der Talsohle ein und erreicht H4-zeitlich (s. u.) ihre tiefste Lage im Talgrund mit maximalen Tiefenlagen bis -14 m u. MW.

Mit Anlage der H5-Terrasse deutet sich hingegen ein sprunghafter Anstieg der Erosionsbasis auf über -7,5 m u. MW an, so daß in weiten Auenbereichen die H5- bis H7-Terrassen von älteren holozänen Sockelschottern mit ihren tieferliegenden Terrassenbasen unterlagert werden.

4.3.2.1. H 1 - bis H 3 - Terrasse

Wie alle holozänen Terrassen bilden sie sowohl von ihrer Terrassenbasis wie auch der Höhenlage ihrer Oberfläche mit allen älteren pleistozänen Terrassen, gegen die sie mit zum Teil weit geschwungenen Mäanderbögen vorgreifen, eine ausgeprägte Terrassentreppe.

Untereinander stellen sie bei gleicher Oberflächenerhebung Reihenterrassen dar, wobei zwischen der H1- und H2-Terrasse eine gleich tiefe und für die H3 eine insgesamt etwas tieferliegende Erosionsbasis anzunehmen ist (s. o.).

Im unmittelbaren räumlichen Nebeneinander mit kräftigen, teilweise über einen Meter hohen Stufenrändern gegeneinander abgesetzt, sind alle drei Terrassen kleinflächig im Raum westlich von Sarching und östlich von Geisling erhalten (Beilage 12). Zwischen Kiefenholz – Hungersdorf, Parkstetten – Oberalteich sowie im Raum Öberau – Kagers nehmen sie hingegen große Bereiche der Auenniederung ein (Beilage 13). Zudem sind mindestens H3-zeitliche Terrassenflächen im externen Auenbereich bei Tegernheim, Demling und Eltheim erhalten.

Verglichen mit den nachfolgenden, jüngeren Terrassen wird ihr morphologisches Erscheinungsbild durch im allgemeinen wenig reliefierte, ebene Terrassenflächen gekennzeichnet, wobei ihre Nahtrinnen als natürliche Leitlinien des Hochwasserabflusses, aber auch von einmündenden Seitenbächen (Wiesent, Geislinger Mühlbach) bereichsweise kräftig herausmoduliert sind. Eine etwas lebhaftere, durch sekundäre Aurinnen hervorgerufene Reliefierung tritt kleinräumig in flußnahen Bereichen aller drei Terrassen im Raum westlich von Sarching und östlich des Wörthhofes sowie auf der H3 zwischen Breitenfeld – Öberau und im Raum Hornstorf auf. Einen Reliefausgleich bewirken hingegen die durch Grundwasseraustritt bedingten Vermoorungen der H1-Nahtrinne in der Flur "Alburger Moos" südlich von Muckenwinkling und im "Alburger Moos" westlich von Kagers (Beilage 13).

Mit der weitflächigen Verbreitung jüngerer Hochflutsedimente auf der H1 und H2 im Raum Tegernheim – Gmünd lassen sich alle drei Terrassen auf der Grundlage ihrer maximalen Oberflächenbodenentwicklung nicht unterscheiden. Auf allen drei Terrassen findet sich als Auenboden eine dunkelbraune, schwach verbrauchte Auenpararendzina bzw. im Sarchinger Raum eine braune Auenpararendzina (s.o.). Zumindest im Sarchinger Raum ist jedoch als fossile Bodenbildung der stratigraphische Leithorizont der H1- und H2-Terrasse – in Hochpositionen Auenschwarzerden, in Rinnenpositionen Pechanmoore – erhalten (Abb. 23A).

Mit der insgesamt größeren Breitenausdehnung des Auenniveaus im Strau-

binger Raum fehlt der H1 weitflächig eine jüngere Auensedimentüberdeckung, während sie auf der H2 häufig nur geringe Mächtigkeiten erreicht. Neben der morphologisch-stratigraphischen Abgrenzung und Einstufung der H1- bis H3-Terrassen bildet daher in diesem Raum auch ihre unterschiedliche bodentypologische Kennzeichnung ein weiteres Abgrenzungs- und Alterskriterium. So kennzeichnet im Raum Parkstetten – Oberalteich die H3-Terrasse als weit verbreitete maximale Oberflächenbodenentwicklung eine schwach verbraunte Auenpararendzina mit dunkelbraunem A-Horizont, die H2-Terrasse fossile Auenschwarzerden bzw. Pechanmoore unter meist geringmächtiger jüngerer Auensedimentbedeckung, während letztere Bodenbildungen z. T. kräftiger verbraunt auf der H1-Terrasse in weiten Bereichen den heutigen Oberflächenboden bilden (Abb. 23 C).

Ebenso finden sich im Öberauer Raum als maximale Oberflächenbodenentwicklung auf der H3- und H2-Terrasse schwach verbraunte Auenpararendzinen mit dunkelbraunen A-Horizonten. Im Gegensatz zur H3 ist jedoch auf der H2 unter wechselnd mächtigen Hochflutsedimenten ein 10 – 15 cm mächtiges Pechanmoor erhalten, das z.T. über die vermoorte Nahtrinnenfüllung hinübergreift (Tab. 34).

Ebenso wie im unteren Isartal (Kap. 3.3.2.) weist die Entstehung des Pechanmoores auf zumindest jahreszeitlich tieferliegenden Grundwasserspiegel hin, so daß bei intensiver sommerlicher Austrocknung das Niedermoorwachstum in der H2-Nahtrinne zum Erliegen kam. Da auf allen jüngeren, im gleichen Oberflächenniveau ausgebildeten Terrassen bisher keine dieser schwarzen Bodenbildungen gefunden werden konnte, ist ihre Ausbildung auf der H2 als in etwa H3-zeitlich einzustufen. Das Pechanmoor wird im vorliegenden Profil (Tab. 34) diskordant von jüngeren Hochflutsedimenten überlagert. In dieser Rinnenposition, in der der Grundwasserspiegel bis in die jüngste Vergangenheit bis ca. 30 cm unter Flur reichte (Go-Horizont), hat sich auf ihnen lediglich ein weiterhin stark kalkhaltiger, dunkelgraubrauner Auengley entwickelt. Der bei der Bodenprofilaufnahme bei 1,2 m unter Flur liegende Grundwasserspiegel ist Ausdruck von Grundwasserspiegelabsenkungen als Folge der hochwasserbaulichen Schutzmaßnahmen mit ihrem Binnenentwässerungssystem.

Während die H2-Terrasse weitflächig von jüngeren Hochflutsedimenten mit abschließenden schwach entwickelten Auenböden überdeckt ist, bildet im zentralen H1-Terrassenbereich eine schwach degradierte Auenschwarzerde auf eingliedrigem Auensediment den rezenten Oberflächenboden (Tab. 35). Bis 1,5 cm große, löbkindlartige Karbonatkonkretionen im Ckc-Horizont wie auch die absolute Karbonatgehaltabnahme von 25,4 % im C-Horizont auf rd. 15 % im A-Horizont weisen auf eine kräftige Entkalkung des Oberbodens. Der damit einhergehende Humusabbau zeigt sich in den für eine Auenschwarzerde relativ geringen C-Gehalt von lediglich 1,5 – 1,7 % im A-Horizont.

Tab. 34: Bodenprofil " Auengley im Nahtrinnenbereich der H2-Terrasse der Donau mit fossilem Pechanmoor "

Ort: Donauausbau Durchstich Öberau

TK 1 : 25000 : 7041 Münster

R 453936

H 541880

Aufnahmedatum: 6.11.86

Geländeposition : Nahrinne der H2-Terrasse

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung : zentraler Nahtrinnenbereich

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	30	Lehm, u, fs, h, dgrbr, k
Go	45	Lehm, fs, u, Rost- u. Bleichfahnen, vereinzelt Fe-Mn-Konkr., hbrgr, k
Gor	80	Lehm, fs, u, intensive Rost- und Bleichfahnen, zahlreiche mm-große Fe-Mn-Konkr., hgbgr, k
Go	100	Lehm, u, fs", molluskenführend, Eisenocker- u. Almpigmentierung, rostiggelb, k Disk.
Ckc	105	Almlage
Gr	110	Lehm, u, grau, k
f HnAa	125	Torf, lehmig, stark zersetzt, schwarz, k Disk.
* Hn	> 165	Torf, vereinzelt Mollusken, dbr, k

Gw bei 120 cm unter Flur

* nach ausgebaggerten Erdschollen

Horizontbeschreibung: interner Nahtrinnenbereich

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	30	Lehm, fs, u, h, dgrbr, k
Go	40	Lehm, fs, u, Rost- u. Bleichfahnen, hbrgr, k
Gro	60	Lehm, fs, u, intensive Rost- und Bleichfahnen, Fe-Mn-Konkretionen, hgrgb, k
f Aa	70	Lehm, u, h, schw, k Disk.
AhGr	85	Lehm, u, h', dgr, k
Gr	125	Lehm, u, vereinzelt Mollusken, hgr, k

Gw bei 125 cm unter Flur

Tab. 35: Bodenprofil " schwach degradierte Auenschwarzerde auf eingliedrigen Hochflutsedimenten auf der H1-Terrasse der Donau "

Ort: Kiesgrube Öberau West

TK 1 : 25000 : 7041 Münster

R 453851

H 541905

Aufnahmedatum: 27.6.85

Geländeposition : Terrassenstirn der H1- zur vorgelagerten H3 - Terrasse

Nutzung : Ackerland

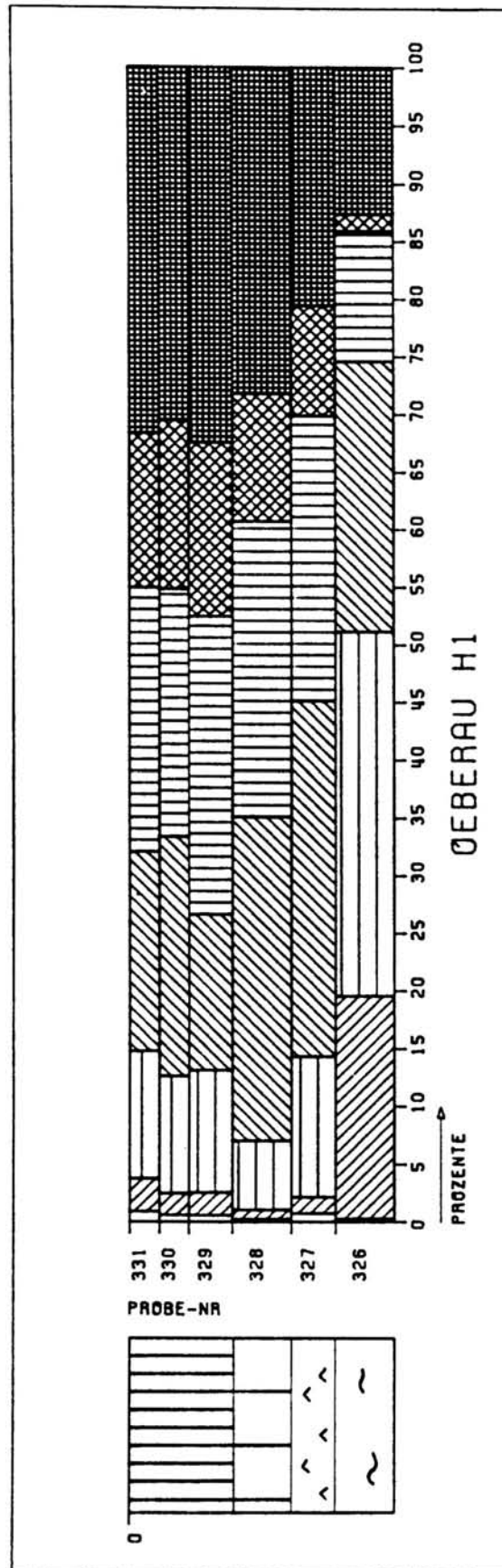
Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	15	Av 331	15	Lehm, u, fs', Krümelgefüge, h, dbr, k
Ah	40	Av 330	25	Lehm, u, fs', Subpolyedergefüge, h, schwbr,
		Av 329	40	vereinzelt Keramik, k
AhCkc	50	Av 328	50	Lehm, u, fs', h', schwache mm-große
				Kalkpigmentierung, k
Ckc	65	Av 327	65	Lehm, u, fs, bis 1,5 cm große Kalkkon-
				kretionen, k
GoC	120	Av 326	20	Wechselagerung: Fs,u, l' und Ms, fs ,
				rostgebändert', k
Go	130			Feinsand, u, l', rostfarben, k
Gr	180			Wechselagerung: Ms, fs und Fs, u, l'' ,
				hgr, k
II C	> 200			Mittelkies, fki, gs, hgr, k

Gw bei 195 cm unter Flur

Analysedaten :

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)
Av 331	15,1	1,68
Av 330	14,9	1,63
Av 329	15,7	1,49
Av 328	26,3	0,51
Av 327	29,1	0,19
Av 326	25,4	-



Sand - Pelt - Diagramm

zur Tab 35:



Von einer innerhalb der H1-Terrasse angelegten ehemaligen Kies- und Lehmentnahmestelle, in der das in Tab. 35 beschriebene Auenschwarzerdeprofil aufgenommen werden konnte, beschreiben BÖHM & SCHMOTZ (1979) Siedlungsfunde der endneolithischen Chamer Gruppe und der frühen Bronzezeit. Da sie die bisher einzigen Funde vor- und frühgeschichtlicher Siedlungen in der Donauaue zwischen Tegernheim und Bogen darstellen, andere absolute Altershinweise zur Datierung der vormittelalterlichen Terrassen nicht zuletzt aufgrund des Fehlens von Kiesgruben mit ihren fossilen Holzfunden fehlen, bilden sie für die H1- bis H3-Terrasse die bisher einzigen absoluten Altershinweise. Die endneolithisch/frühbronzezeitlichen Siedlungen liegen auf der H1-Terrassenstirn mit vorgelagerter NNW – SEE ziehender Nahrinne der H3-Terrasse. Diese schneidet 300 m weiter östlich den nach Süden vorspringenden Mäanderbogen der H2-Terrasse. Einzelne endneolithische und die zum größten Teil frühbronzezeitlichen Scherben aus der im tieferen Bereich torfigen H3-Nahtrinnenfüllung belegen nach BÖHM & SCHMOTZ (1979: 58ff.) neben den von SCHMEIDL (in: BÖHM & SCHMOTZ (1979: 63 – 65) durchgeführten pollenanalytischen Untersuchungen der Torfschicht, daß die endneolithisch/frühbronzezeitlichen Siedlungen am Ufer eines in Verlandung begriffenen Altwasserarmes der nach Norden mäandrierenden Donau lagen.

Für die absolute Alterseinstufung der H1- bis H3-Terrasse ergibt sich daher, daß die H3 im frühen Subboreal – Endneolithikum/frühe Bronzezeit – in Ausbildung begriffen war, während die der H2- und H1-Terrasse bereits abgeschlossen war. Da die Siedlungsgruben auf der H1 weder grundlegend zerstört sind, noch von einer größeren Auelehmschicht überdeckt werden (nach BÖHM & SCHMOTZ 1979: 66; s. Tab. 35: Auenschwarzerde auf eingliedrigem Hochflut-sedimenten), ergibt sich für die höherliegenden zentralen H1-Terrassenbereiche im Straubinger Raum, daß sie mindestens seit dem Endneolithikum außerhalb des periodischen Hochwasserüberflutungsbereiches liegen und lediglich noch von einzelnen extremen Jahrhunderthochwässern erreicht wurden.

4.3.2.2. H 4 - Terrasse

Von den älteren holozänen Terrassen mit ihren im allgemeinen weit geschwungenen Mäanderbögen — Ausnahme die H2-Terrasse im Raum Öberau — bzw. in weiten Bereichen auch talparallelem Verlauf des Externrandes hebt sich die H4-Terrasse durch ihre zahlreichen, eng geschwungenen Mäanderbögen, in denen häufig das ehemalige Flußbett vor Verlassen der Terrassenfläche — Paläoflußbett — als entsprechend breite und geringer verfüllte Tiefenlinie erhalten ist, deutlich ab. In einigen Bereichen der Mäanderbögen stellen ihre Paläoflußbetten heute noch Altwasserarme dar (östlich von Kleinkiefenholz; nordwestlich von Stadldorf; Straubinger Raum: Fischerdorfer, Hornstorfer und Reibersdorfer See) bzw. weisen Flurnamen wie Entensee (nordöstlich von Eltheim) auf eine entsprechende Wasserführung in historischer Zeit hin.

In ihrem Oberflächenbild pausen sich die mit ihrem lateralen Sedimentanwuchs angelegten primären Aurinnen als in etwa mäanderbogenparallele, zur Nahrinne hin zunehmend stärker ausgeprägte Tiefenlinien durch. In diesem externen Bereich erzeugen sie ein gegenüber den älteren holozänen Terrassen lebhafteres jüngerer Relief, während die durchschnittlich bis 1 m höheren internen Terrassenbereiche eine weitgehende Einebnung aufweisen.

Während die H4-Terrasse aufgrund ihrer maximalen terrestrischen Bodenentwicklung einer schwach verbrauchten Auenpararendzina mit gelbbraunem A-Horizont nicht signifikant von der H3-Terrasse unterscheidet, hebt sie sich so — neben ihrer morphologisch-stratigraphischen Lage innerhalb des Auen-niveaus — durch ihr morphologisches Oberflächenbild meist deutlich von den älteren Terrassen ab.

Im Raum Eltheim — Kleinkiefenholz deutet sich zudem eine räumliche Verknüpfung zweier diesseits und jenseits der Donau gelegenen H4-Terrassenflächen in der Laufrichtung ihres morphologisch deutlich ausgeprägten Paläoflußbettes an. So biegt das von Altach (Beilage 12) nach Süden ziehende, rd. 150 m breite Flußbett der H4-Terrasse in der Flur "Entensee" nach Osten um und weist in seiner Laufrichtung auf eine Fortsetzung jenseits der Donau in dem nordwestlich Kleinkiefenholz ebenfalls morphologisch deutlich ausgeprägten H4-Flußbettes.

Jünger als die subboreale H3-Terrasse und älter als die auf ihr liegende Siedlung Demling, die bereits in der ersten Hälfte des 9. Jhdts. urkundlich erwähnt wird (Tab. 33), ist ihre Ausbildung in das ältere Subatlantikum vor die bayuwarische Landnahme zu stellen.

4.3.2.3. H 5 -Terrasse

Die H5-Terrasse bildet die älteste einer dreigliedrigen Terrassensequenz, die:

- in ihrer flächenhaften Verbreitung bereits annähernd dem rezenten Flußlauf folgt,
- deren Oberflächengliederung durch zahlreiche Aurinnen, die im allgemeinen mit abnehmenden Alter der Terrassenflächen geringer verfüllt sind, eine stärkere Reliefierung besitzt,
- die infolgedessen – in Verbindung mit ihrer im allgemeinen flußnahen Lage – bis in die jüngste Vergangenheit häufigeren Überschwemmungen ausgesetzt war,
- deren maximale Bodenentwicklungen lediglich schwach entwickelte, hellgelbbraune bis hellbraungraue Auenpararendzinen auf in der Regel eingliedriger Auensedimentdecke darstellen,
- deren Basis (s.o.) deutlich höher liegt als die der vorausgegangenen Terrassenbildungen

Im Talquerschnitt nehmen alle drei Terrassen meist die Hälfte, seltener ein Drittel des Auenniveaus ein, wobei die H7 mit stark schwankender Breitenausdehnung unmittelbar am Gleithang des unkorrigierten Donaulaufes von ca. 1850 ausgebildet ist, während sich extern die H6- und/oder die H5-Terrassenflächen anschließen.

Ebenso wie die H4- greift die H5-Terrasse mit mehreren engen Mäanderbögen, in denen ihr Paläoflußbett als 150 – 250 m breite, unterschiedlich stark verfüllte Rinne erhalten ist, gegen die älteren Auenterrassen häufig bis an den Auenrand vor. Anhand der Laufrichtung der morphologisch erhaltenen Paläoflußbetten lassen sich ihre Mäanderbögen im Raum Barbing – Donaustauf, Tiefenthal – Gmünd und Hofstetten – Lenachhof über die jüngeren Terrassenbildungen einschließlich des heutigen Donaulaufes hinweg verbinden (Beilage 12).

Folgende Hinweise liegen zur absoluten Alterseinstufung der H5-Terrasse vor:

1. Im Raum Hofstetten – Lenachhof ist das dort erhaltene Paläoflußbett der H5 – wie Urkunden belegen (Monumenta Boica 12: 176 ff.) – im Jahre 1343 vom Kloster Oberalteich durchstoßen worden. Da dieser Mäanderdurchstich bereits im Jahre 1344 beendet war (Monumenta Boica 12: 182 f.), ist ein bereits bestehender, initialer natürlicher Durchbruch anzunehmen.
2. Das " Gstütt " bei Straubing, dessen Flurname vor 1579 " Herzogin " war, wird nach SCHMIDT (1970: 77) 1301 als Wiese jenseits der Donaubrücke bei Straubing urkundlich erwähnt. 1478 wurde dort die " Alte Donau "

durch Errichtung eines Dammes ("Beschlacht") in den Altwasserarm des H5-Paläoflußbettes – die heutige Donau – nach Straubing abgeleitet (nach FEHN 1968: 65).

3. Von der Flur "Pillmoos" bei Straubing wird aus dem Jahr 1353 eine Mühle urkundlich erwähnt (Tab. 33).

Alle drei historischen Siedlungsquellen weisen daraufhin, daß die Ausbildung der H5 zu Anfang des 14. Jhdts. weitgehend abgeschlossen war. Gleichzeitig zeigen sich in dem vom Kloster Oberalteich 1343 durchgeführten Donaudurchstich wie auch in der Errichtung des Beschlachtbaues bei Straubing im Jahre 1478 bereits intensive direkte Eingriffe des Menschen auf den Flußverlauf der Donau.

Eine früh- bis hochmittelalterliche Altersstellung der H5 deutet sich zudem in der Lage der vor allem im Zuge des hochmittelalterlichen Landesausbaues innerhalb der Donauaue angelegten Siedlungsgründungen an (Tab. 33), die in ihrer damaligen Wirtschaftsstruktur zum Teil direkt als Fischersiedlungen (Breitenfeld, Reibersdorf) oder in Verbindung mit einem Donauübergang (Öberau, ehemals frühmittelalterlicher, befestigter Donauübergang (nach RIECKHOFF-PAULI & TORBRÜGGE 1984: 57 f.) von der Donau als Wirtschaftsfaktor abhängig waren.

Mit Ausnahme von Altach, das bereits im frühen Mittelalter (883 n.Chr. erste urkundl. Erwähnung; s. Tab. 33) auf der Terrassenstirn der H3-Terrasse (oder älter, s.o.) unmittelbar am Altwasserarm der H4-Terrasse gegründet wurde, liegen alle früh- bis hochmittelalterlichen Siedlungsgründungen in der Donauaue auf der höhergelegenen, weniger stark hochwassergefährdeten Terrassenstirn der älteren holozänen Terrassen unmittelbar am Übergang zur nach-H4-zeitlichen Umlagerungszone der Donau.

4.3.2.4. H 6 - Terrasse

Sie schließt sich im gleichen Oberflächenniveau an die H5-Terrasse an und ist von dieser durch eine ausgeprägte Steilstufe mit vorgelagerter Nahtrinne, z.T. auch mit erhaltenem Paläoflußbett deutlich abgesetzt.

In ihrer flächenhaften Verbreitung lehnt sie sich bereits weitgehend dem heutigen Flußlauf an und ist dort vorwiegend im Gleithangbereich seiner Mäander erhalten. Im Raum Donaustauf und insbesondere bei Pfatter (Flur "Neubru" und "Obere Au") finden sich jedoch auch unabhängig vom jüngsten unkorrigierten Flußlauf (um 1850) weit zum Talrand ausgreifende Mäanderbögen mit kräftig ausgebildeten, zum Teil Altwassergefüllten (bei Donaustauf, sowie die "Alte Donau" bei Pfatter) Paläoflußbetten.

Sowohl erste urkundliche Erwähnungen ihrer Terrassenflächen bei Breitenfeld in der Flur "Wörth" (1502, s. Tab. 33) und in der Flur "Hagen" (1561; s. Tab. 33), als auch die gute Übereinstimmung des Verlaufes ihrer extremen Mäanderbögen bei Donaustauf und Pfatter, die auf APIANs (1568) Landtafel von 1568 ebenfalls schon vorhanden sind, belegen, daß bereits Mitte des 16. Jhdts. große Bereiche ihrer Terrassenflächen ausgebildet waren.

Wie Abb. 26 zeigt, steht der große Mäanderbogen bei Pfatter 1749 kurz vor dem Durchbruch. Ebenso zeigt der große Mäanderbogen bei Gmünd "Alte Donau", der in APIAN's (1568) Landtafeln noch nicht ausgebildet war, weitgehend seine heutige Form. In RIEDLs "Reiseatlas" von 1796 hat die Donau bei Pfatter bereits den extremen Mäanderbogen der H7-Terrasse ausgebildet (s. u.).

Es ist daher davon auszugehen, daß ca. Mitte des 18. Jhdts. der Übergang von der H6- zur H7-Terrasse stattfand bzw. die Ausbildung der H6-Terrasse im Zeitraum von ca. 1350 bis ca. 1750 n.Chr. stattfand mit einer gesteigerten Umlagerungstätigkeit von Mitte des 14. bis Mitte des 16. Jhdts.

4.3.2.5. H 7 - Terrasse

Sie begleitet die Donau als stark reliefiertes, von zahlreichen gering verfüllten Aurinnen durchzogenes Hochflutbett. Größere Flächenausdehnungen erricht sie im Gleithangbereich engerer Mäanderbögen, so u. a. westlich von Demling, westlich von Kiefenholz, im Raum Pfatter (Beilage 12) und innerhalb der Öberauer Schleife (Beilage 13).

Vergleicht man die Lage des externen H7-Nahtrinnenbereiches mit dem in historischen Karten (s. Kap. 2.4.) festgehaltenen Donaulauf zu Anfang des 19. Jhdts. bis zu seiner Regulierung und Lauffestlegung in den Jahren 1839 - 1879, so zeigen sich intensive Verlagerungen einzelner Mäanderbögen, aber auch geringe Laufveränderungen in anderen Flußbereichen:

- 1.) Während die Donau seit ihrer Regulierung Mitte des 19. Jhdrt. unmittelbar an den westlichen Ortsrand von Demling (Ortslage s. Beilage 12) angrenzt und das jenseitige, westliche Donauufer heute (vor dem kanalartigen Ausbau und Aufstau der Donau zur Europäischen Wasserstraße) ca. 300 m von der Demlinger Kirche entfernt liegt, war es um 1800 (nach RIEDL 1806) noch ca. 700 m entfernt. Da die H7-Nahtrinne in ca. 1000 m Entfernung liegt, hat hier bereits vor 1800 eine kräftige Flußbettverlagerung der Donau nach Osten stattgefunden.
- 2.) Für den Mäanderbogen bei Kiefenholz (Ortslage s. Beilage 12) — ebenfalls von der Kiefenholzer Kirche nach Westen gemessen — ergeben sich folgende Entfernungswerte:
 - jenseitiges Ufer um 1872 bei ca. 270 m Entfernung (nach Topographische Karte von Bayern 1872, in: GEGENFURTNER 1980: Abb. 6)
 - jenseitiges Ufer um 1800 bei ca. 650 m Entfernung (nach RIEDL 1806)
 - H7-Nahtrinne bei ca. 1200 m Entfernung.
- 3.) Bei Pfatter, wo die Donau den extremen Mäanderbogen der H6-Terrasse nach 1749 durchbrochen hat (s. o.), wanderte der bereits vor 1796 im H7-Nahtrinnenbereich ausgebildete extreme Mäanderbogen (Abb. 26) bis zu seinem Durchbruch in den Jahren 1850-1862 ca. 600 m talabwärts.

Gegenüber diesen ausgeprägten Mäanderverlagerungen der Donau im Raum Demling — Pfatter, deren Beginn in einzelnen H7-Terrassenbereichen mehrere Jahrzehnte vor 1800 anzusetzen ist, und die erst durch die um die Mitte des 19. Jhdts. durchgeführten Korrektionsmaßnahmen weitgehend beendet waren, fanden im gleichen Zeitraum im Straubinger Raum vergleichsweise geringe Flußlaufverlagerungen statt. Die Ursache könnte in der dort wesentlich stärkeren Besiedlung der Aue liegen und eventuell damit ver-

Ausschnitt:
"Plan über die
Inseln, Wörde und
Anschütten in der
Donau von Regens-
burg bis Kößnach
bzw. bis zum
Kößbacher Bach "
(1749)

aus: FENDL 1982



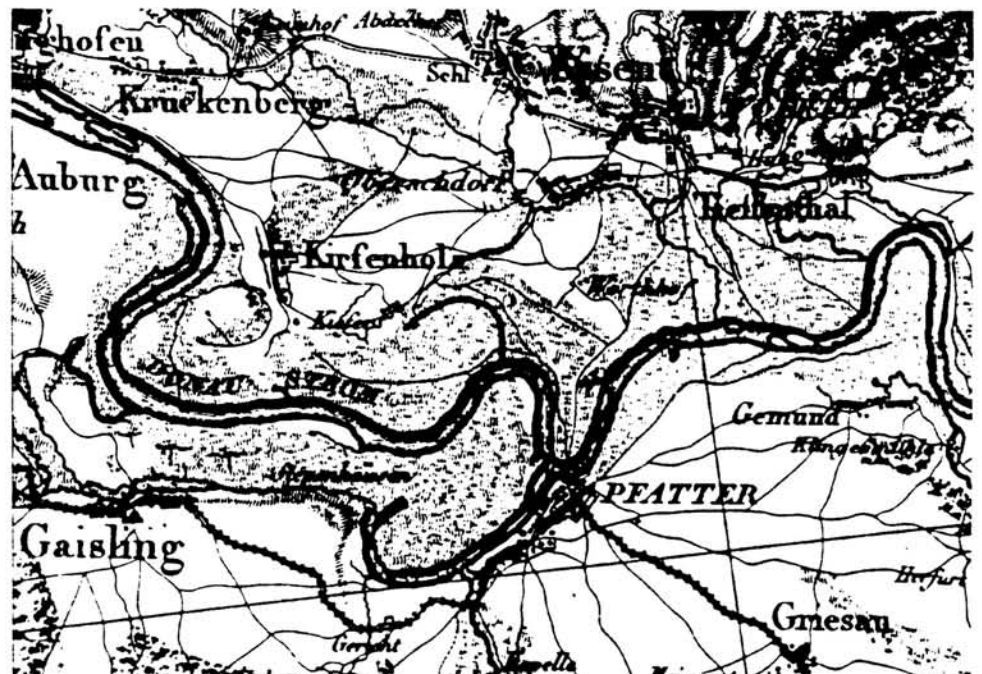
Ausschnitt:
v. RIEDL, A. (1796):
Reiseatlas von
Bayern.- München



Abb. 26:
Frühneuzeitliche Fluß-
bettverlagerungen der
Donau im Raum Pfatter.
Umbruch von der H6-
zur H7-Terrasse.

Ausschnitt:
"Carte de la Ba-
vière ", 1 : 100 000.
1801

aus: FINSTER-
WALDER 1967



bundener, frühzeitig einsetzender, intensiver Uferschutzmaßnahmen. So erwähnt NEUBAUER (1970: 254) entsprechende die Ortschaften Obermotzing und Reibersdorf betreffende Maßnahmen, die in den Plänen der Plansammlung des BHStA München vorliegen sollen. Ihnen und evtl. für weitere Flußabschnitte vorliegenden Plänen konnte im Rahmen dieser Arbeit nicht weiter nachgegangen werden.

4.4. Die Talentwicklung seit dem Altpleistozän

Während die nördliche Talumrahmung des jungquartären Donautalgrundes zwischen Regensburg und Bogen mesozoische Gesteine des Oberpfälzer Bruchschollenlandes bzw. kristalline Gesteine des Vorderen Bayerischen Waldes mit eingelagerten tertiären Rinnenfüllungen bilden, lediglich zwischen Wörth bis Münster sowie in der Steinacher Bucht ältere pleistozäne Donauablagerungen als lößbedeckte tiefere Talhangterrassen leistenförmig erhalten sind, baut sich die südliche Talgrundumrahmung aus mehreren weitgespannten, lößbedeckten tieferen und höheren Talhangterrassenfluren auf (Abb. 6). Vom in großer Breite sich erstreckenden jungquartären Donautalgrund leiten sie treppenartig zu den südlich anschließenden kuppigen Höhen des Niederbayerischen Tertiärhügellandes über.

Von dem morphologisch tieferen, unmittelbar den Talgrund begrenzenden Hoch- und Übergangsterrassenniveau in 7 - 18 m ü. Donau, über das 25m-Niveau des Jüngeren Deckenschotter bis hin zum 40m-Niveau des Älteren Deckenschotter stellen sie insgesamt drei ausgedehnte Lößterrassenfluren dar, die jedoch, wie innerhalb des Hoch- und Übergangsterrassenniveaus nachgewiesen (Kap. 4.2.1.), mehrere fluviatile Schüttungen der Donau – Hartinger Schichten, HT3, HT2, HT1, UT – beinhalten. Jünger als die fluviatilen Serien der Ziegelei Strobel bei Regensburg – innerhalb derer von BRUNNACKER (1982) der Jaramillo-Event nachgewiesen wurde – und von ihrem fluviatilen Erosions- und Akkumulationsniveau her wesentlich tiefer gelegen als das 45m-Basisniveau älterer Donauablagerungen, das mit dem wahrscheinlich älter als der Jaramillo-Event einzustufenden "Unteren Deckschotter" in der Iller-Lech-Platte zu verknüpfen ist (Kap. 4.2.), dokumentieren die drei großflächig erhaltenen Talhangterrassenfluren in etwa die gesamte alt- und mittelpleistozäne Talgeschichte der Donau von vor ca. 900000 Jahren bis zur Ausbildung der Talgrundterrassen seit Ausgang der letzten Kaltzeit.

Im Zuge eines vorwiegend klimatisch bedingten Wechsels von Erosion und Akkumulation schuf die Donau in diesem Zeitraum unterhalb von Regensburg an der geologischen Nahtstelle zwischen den kristallinen Festgesteinen des moldanubischen Grundgebirges im Norden und den klastischen Lockersedimenten des tertiären Molassebeckens im Süden bei zunehmender Laufverlegung zur nördlichen Talumrahmung hin eine weite Ausräumungslandschaft – den Dungau.

Neben dem generellen Trend einer sukzessiven Tieferschaltung ihrer Erosionsbasis treten seit dem Altpleistozän Zeiten stagnierender Tieferlegung der Talsohle, so daß bei höherliegender Erosionsbasis jüngere Ablagerungen über ältere fluviatile Serien hinweggreifen. Ein derartiger ältester bisher bekannter Sockelschotter stellen die altpleistozänen Hartinger Schichten dar, die die HT3 evtl. auch noch den Jüngeren Deckenschotter (ungegliedert) in einzelnen

Terrassenbereichen unterlagern.

Von ihrer Lage im Tal mit einer Erosionsbasis zwischen 3 bis 5 m ü. MW und älter als die mittelpleistozänen Hochterrassen deutet sich donauaufwärts eine Verknüpfung mit der liegenden Serie des "Dietfurter Interglazials" (SCHIRMER 1983b) der mittelpleistozänen, HT3-zeitlichen Talsohleschotter im Altmühltal an (Kap. 4.2.1.).

Die nachfolgende mittelpleistozäne Talgeschichte der Donau bis zur UT wird wiederum durch eine sukzessive Tieferschaltung der Erosionsbasen wie auch zunehmend tieferliegende fluviatile Aufschüttungsniveaus gekennzeichnet, so daß die fluviatilen Sedimentkörper aller drei Hochterrassen – HT3 bis HT1 – als geologische Terrassentreppe von alt nach jung eine jeweils tiefere Tallage einnehmen (Abb. 27). Erst mit Ausbildung der UT zeigt sich bei erneut tieferliegendem Schotteroberkantenniveau eine erhöhte Erosionsbasis bei ca. 0,5 bis -1 m ü./u. MW.

Während sich so alle mittelpleistozänen Terrassen sowohl in der Tiefenlage ihrer Terrassenbasen wie auch der Höhenlage ihrer fluviatilen Aufschüttung durch mehrere Meter hohe Niveauunterschiede deutlich unterscheiden, wird ihre morphologische Oberflächenerhebung im Tal wesentlich beeinflusst von der Intensität postgenetischer, mit höherem Alter evtl. mehrfachen Überprägungen kaltzeitlicher Morphodynamik in Form einer z. T. flächenhaft wirksamen Spül- und Solifluktionsdenudation und niveauüberhöhenden und -ausgleichenden Lössedimentation. In erosionsprädestinierten talinternen, flußnahen Bereichen können erstere eine starke Niveauerniedrigung – wie z.B. auf der HT3 im Raum Harting (Abb. 27) – bewirken. Talrandexponierte, flußfernere Terrassenbereiche – wie z.B. auf der HT2 im Raum Hofdorf (Abb. 27) – kennzeichnet hingegen bei verringerter kaltzeitlicher Abtragung eine größere Mächtigkeit der erhaltenen Lößbedeckung, die z.T. im Verbund mit randlich übergreifenden Talrandschwemmkegeln zu einer relativen Niveauerhöhung führen kann. Alle drei von ihrem fluviatilen Aufschüttungsniveau sich deutlich unterscheidenden Hochterrassen können daher je nach Intensität ihrer postgenetischen, periglazialen denudativen Überprägung und der Mächtigkeit der erhaltenen Lößdeckschichten, wobei beide eine wechselseitige Abhängigkeit zu der mehr oder minder tal exponierten Terrassenlage aufzeigen, eine größere Schwankungsbreite ihrer morphologischen Erhebung im Talgrund einnehmen. Dabei können im Extremfall verschieden alte Terrassen wie die HT3 im Hartinger Raum und die HT2 im Hofdorfer Raum ein annähernd gleich hohes Oberflächenniveau einnehmen, oder auch wie die talinternen Terrassenbereiche der HT1 östlich von Harting bei fast vollständig fehlender Lößbedeckung ein stratigraphisch tieferes Niveau vortäuschen. Häufig – bei der HT2 und HT3 fast ausschließlich – ist daher erst mit Hilfe ihrer maximalen Schotteroberkantenerhebung und insbesondere der Tiefenlage ihrer Terrassenbasen eine sichere stratigraphische Einstufung der einzelnen Hochterrassenbildungen möglich.

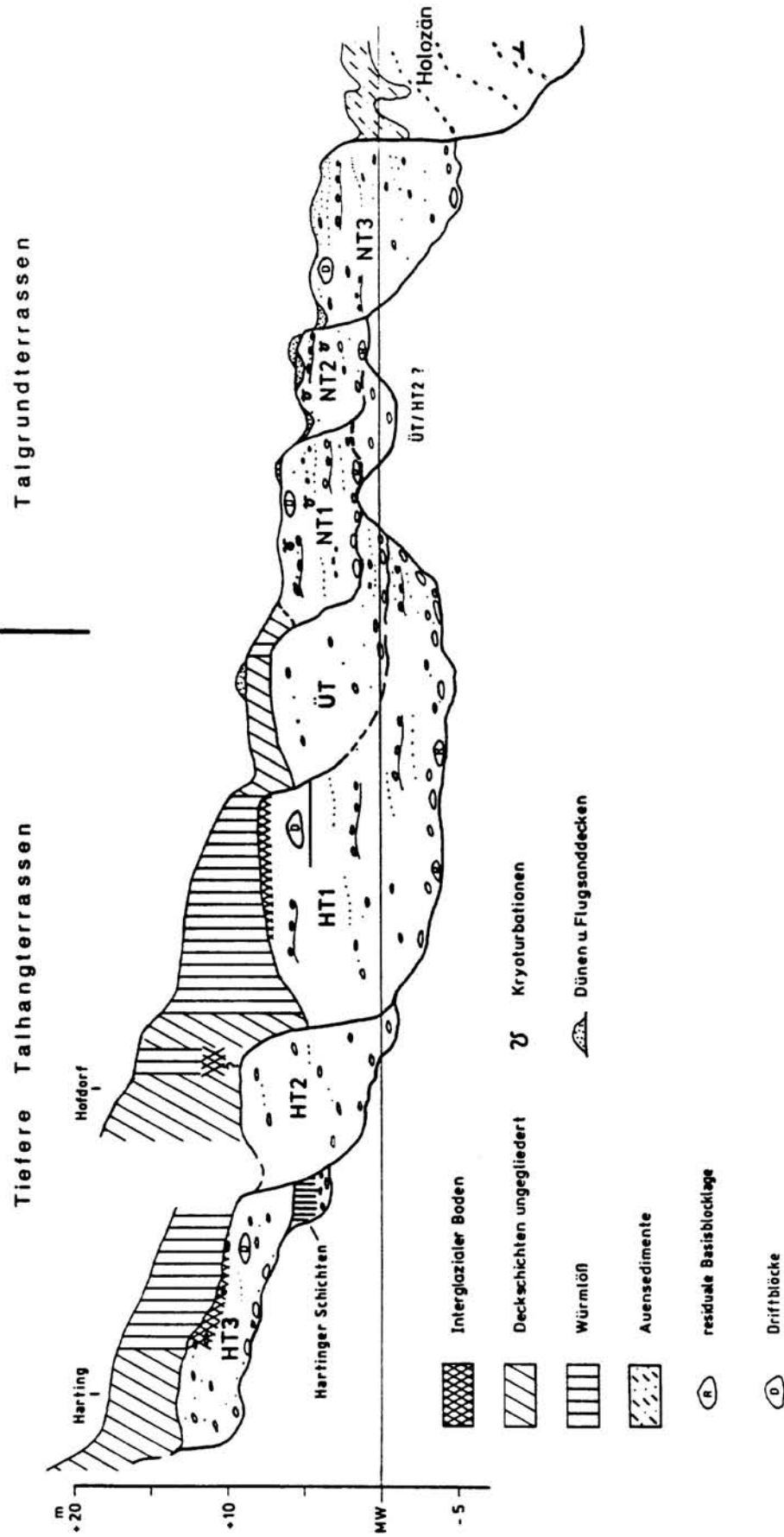


Abb. 27: Schematische Übersicht des mittel- und jungpleistozänen Terrassenbaues im Donautal zwischen Regensburg und Straubing

Demgegenüber hebt sich die Übergangsterrasse auch morphologisch durch ihre deutlich tiefere Tallage — nur ein bis wenige Meter höher als der würmzeitliche Donautalgrund und im allgemeinen mehrere Meter tiefer gelegen als die talrandwärts angrenzenden Hochterrassenfluren — von beiden Terrassen-niveaus ab.

Während die Donau von der HT3 bis zur HT1 ihre Erosionsbasis von 9 bis 6 m ü. MW (HT3), über ca. +1 bis -1 m ü./u. MW (HT2) bis auf -2 bis -5 m u. MW (HT1) tieferlegte, setzt mit Ausbildung der ÜT ein Trend zu deutlich höherliegenden Erosionsbasen ein. Er wurde erst von der spätglazialen NT3-Erosionsphase beendet.

Mit einer Terrassenbasis bei ca. +0,5 bis -1 m ü./u. MW, einem fluviatilen Aufschüttungsniveau bis auf 7.5 m ü. MW nimmt die Übergangsterrasse auch von ihrer geologischen Lagerung eine Übergangstellung ein zwischen der HT1 mit deutlich tieferliegender Terrassenbasis und höherem Akumulationsniveau einerseits und den beiden zeitlich folgenden NT1- und NT2-Bildungen mit ihrem erneut erhöhten Basis-, aber tieferliegenden fluviatilen Aufschüttungsniveau andererseits. Von ihrem Schotterfaziestyp vertikal aufgehöhnt (V-Terrasse), postgenetisch bereits von der ausgeprägten frühwürmzeitlichen (Rhythmus I) Spül- und Solifluktdynamik überprägt, ist die ÜT eher als vorletztkaltzeitliche Terrassenbildung anzusprechen, wobei jedoch — ebenso wie bei der ÜT der Isar (Kap. 3.4.) — ein sehr frühes würmzeitliches Alter bisher nicht ausgeschlossen werden kann. Von der hochkaltzeitlichen Aufschotterung der NT1 trennt sie zudem ein sicherlich längerer Zeitraum intensiver Talausräumung. Im Verlauf derer wurden alle älteren Ablagerungen im NT1-Talbodenbereich mit seiner Breitenausdehnung von z.T. über 6 km (allein als erhaltener NT1-Terrassenbereich im Raum Eltheim — Sengkofen) bis auf eine Tiefenlage von ca. 1 bis 3 m ü. MW ausgeräumt. Im Anschluß an diese kräftige vor-hochglaziale Ausräumungsphase, die sich im NT1-Schotterkörper in einer liegenden residualen Basisblocklage manifestiert, folgt bis zum Ende des Hochglazials eine kräftige vertikale Aufhöhung der Talsohle bis auf ca. 6,5 m ü. MW. Kaltklimaindikatoren wie syngenetische Kryoturbationen, Driftblöcke, Mammutzähne zeugen von der kaltklimatischen NT1-Aufschotterung.

Während dieses Zeitraumes der frühglazialen Ausräumung und anschließender bis Ende Hochglazial anhaltender Wiederverfüllung des Donautalgrundes kommt es auf den angrenzenden Talhangterrassen zur flächenhaften Ablagerung einer meist 2 - 6 m mächtigen Würmlößdeckschicht. Der mehrfache Wechsel unterschiedlicher ökologischer Bedingungen, die sich in mindesten fünf Rhythmen — jeweils eingeleitet durch eine unterschiedlich kräftige Spül- und Solifluktdynamik, gefolgt von einer Zeit vorherrschender Lösssedimentation und abgeschlossen durch eine kräftige, jeden Rhythmus charakterisierende interstadiale Bodenbildung — zusammenfassen lassen (Kap. 4.2.2.), formte

weitgehend ihr heutiges morphologisches Oberflächenbild und beeinflusste ebenso ihre heutige morphologische Erhebung im Talgrund. Während innerhalb der wahrscheinlich denselben Zeitraum umfassenden NT1-Ausbildung keinerlei detailliertere Hinweise auf klimatisch-ökologische Veränderungen im Donautal abzulesen sind, dokumentiert sich innerhalb dieser reichhaltig gegliederten Würmlößdeckschichten ein mehrfacher Wechsel derselben, wobei die über-regionale Verknüpfung mit angrenzenden Lößgebieten – wie in Kap. 4.2.2. für den Nordhessisch-Südniedersächsischen Raum dargestellt – Hinweise auf die mitteleuropäische Klimageschichte in diesem Zeitraum gibt.

Die enge zeitliche Verknüpfung von würmzeitlicher Periglazial-Morphodynamik auf den tieferen Talhangterrassen und der Ausbildung der NT1 zeigt sich:

- a) in zahlreichen, vom NT1-Flußbettbereich ausgehenden, rückschreitend die tieferen Talhangterrassen in einem verschieden intensiv ausgeprägten Geflecht zerschneidenden Dellen- und Dellentälchen. Ihre Anlage ist teilweise – wie im Hochterrassenbereich südlich von Harting – bereits ins Frühwürm (Rhythmus I) zu stellen mit einer Reaktivierung und teilweiser Neuanlage weiterer Dellen im ausgehenden Mittelwürm (Rhythmus IV) und frühen Jungwürm (Rhythmus V).
- b) in der fehlenden äolischen Lößbedeckung der NT1. Sie belegt, daß das Ende der NT1-Aufschotterung jünger oder gleich alt dem Ende der kräftigen hochwürmzeitlichen Lößsedimentation des Rhythmus V ist.

Älter als die prä-böllingzeitliche Aufschotterung der NT2 und jünger als die wahrscheinlich vorletzkaltzeitliche UT entspricht die NT1, deren weitgehende kaltklimatische Aufschotterung bis ins ausgehende Hochglazial anhält, der klassischen mit den Jungendmoränen verknüpfbaren Hauptniederterrasse des Alpenvorlandes.

Während aus dem langen früh- und hochglazialen Zeitraum der Würmkaltzeit lediglich eine Terrassenbildung – die NT1 – überliefert ist, kam es – ebenso wie im unteren Isartal – in dem nur ca. 8000 Jahre umfassenden Spätglazial zur Ausbildung zweier, ehemals weite Talgrundbereiche einnehmender, vertikal aufgehöhter Niederterrassenbildungen:

- a) der mit ca. 5 – 5,5 m ü. MW sich erhebenden NT2 mit einer Terrassenbasis bei ca. 0,5 bis 2 m ü. MW.

Zahlreiche syngenetische Kryoturbationen, Driftblöcke wie auch ihr V-Schotterfaziestyp belegen ihre Ausbildung unter Kaltklimabedingungen, wobei epigene-tische Kryoturbationen und die z.T. weitflächige Flugsandüberdeckung an ihrer Terrassenstirn eine prä-jungtundrenzeitliche Alterstellung der Ter-

rasse anzeigen. Letzteres bestätigen ebenfalls Siedlungsfunde eines späten Magdalenien auf der NT2 bei Barbing (Reisch 1974) an der Basis der Flugsandüberdeckung und im Hangenden von Aurinnensedimenten, für die nach REISCH (1974) in Anlehnung an das weitere westliche Mitteleuropa eine Datierung in die Ältere Tundrenzeit anzunehmen ist. Da der Besiedlung vorausgehend – vermutlich böllingzeitlich – die NT2-Oberfläche bereits von Aurinnen zerschnitten worden ist, dürfte ihre kaltklimatische Aufschotterung mit Ausgang der Ältesten Tundrenzeit geendet haben.

Die Anwehung des Flugsandes, die mit einer kräftigen Frostbodenphase eingeleitet wird, erfolgte post-alleröd mit dem ausgeprägten Kälterückschlag der Jüngeren Tundrenzeit und endete mit der Ausbreitung einer dichten Waldvegetation zu Beginn des Holozäns. Intensive flächenhafte Rodungen in historischer Zeit bewirkten jedoch kleinräumig eine Reaktivierung der Flugsande und führten zu erneuten Umlagerungen.

Zeitpunkt und Ursache des Umbruchs von der NT1 zur NT2 ist – ebenso wie bei der NT2 im unteren Isartal – auf das mit dem plötzlichen Rückschmelzen der Alpenvorlandsvergletscherung im frühen Spätglazial freiwerdende Wasserreservoir zurückzuführen. Bei weiterhin instabilen Uferverhältnissen führte es zu Beginn des Spätglazials zur einer weitflächigen Ausräumung der Flußbettsohle bis auf ein bzgl. der NT1-Basis geringfügig tieferliegendes Erosionsbasisniveau von ca. 0,5 bis 2 m ü. MW. Mit dem Nachlassen der Transportkraft im weiteren Verlauf der Ältesten Tundrenzeit und ihren in mehreren erneuten Gletschervorstößen dokumentierten Kälterückschlägen stabilisierte sich das hydrologische Regime der Donau und bewirkte eine kräftige NT2-Flußbettaufhöhung bis auf ca. 5 – 5,5 m ü. MW, ohne jedoch das fluviatile Aufschüttungsniveau der NT1 von ca. 6,5 m ü. MW zu erreichen.

Da aber sowohl die der NT2- wie auch der NT1-Aufschotterung vorausgehende Ausräumungsphase keineswegs das Erosionsbasisniveau der mittelpleistozänen UT, HT1 und HT2 erreichte, werden beide älteren Niederterrassen in weiten Talbereichen von entsprechend älteren Sockelschottern unterlagert. Insbesondere die tiefe Erosionsbasis der HT1 von -2 bis -5 m u. MW bildet in ihren Terrassenbereichen eine Tiefenrinne im präquartären Sohlgestein – HT1-Tiefenrinne –, die von Barbing über Neutraubling bis Pfatter und südlich von Hofdorf bis unterhalb von Münster eine Rekonstruktion des HT1-Flußbettverlaufes ermöglicht.

- b) die mit 4 – 4,5 m ü. MW sich erhebende NT3 mit einer Terrassenbasis bei ca. -2 bis -5 m u. MW.

Vereinzelte syngenetische Kryoturbationen und Driftblöcke wie auch ihr V-Schotterfaziestyp belegen ebenfalls eine kaltklimatische Aufschotterung.

Jünger als die mit Ausgang der Ältesten Tundrenzeit abgeschlossene NT2-Aufschotterung, ist die der NT3 daher weitgehend in die Jüngere Tundrenzeit zu stellen. In dieser Zeit bildete ihr Flußbett das Ausblasungsgebiet für die auf der NT2-Terrassenstirn z.T. weitflächig verbreiteten Flugsandareale.

Die ihrer Aufschotterung vorausgehende verglichen mit den beiden älteren Niederterrassen außergewöhnlich kräftige Tieferlegung der Flußbettsohle steht vermutlich ursächlich und zeitlich im Zusammenhang mit der sprunghaften bölling-zeitlichen Wiedererwärmung und dem Einsetzen einer flächenhaften Vegetationsausbreitung und ersten Wiederbewaldung (Kap. 4.3.1.3.).

Kurzzeitig stark erhöhte Abflusssmengen durch die auf postglaziale Gletscherstände zurückschmelzenden Alpengletscher und die Stabilisierung der Uferverhältnisse als Folge der sich ausbreitenden Vegetationsbedeckung bewirkten bei Einengung des NT3-Flußbettes auf einen relativ schmalen Talraum und verringertem Schutteintrag von den Ufern und Seitentälern eine enorme Sohleneintiefung bis auf -2 bis -5 m u. MW — eine Tiefenlage, wie sie seit Ausbildung der HT1 von keiner der drei folgenden Terrassenbildungen erreicht worden war (Abb. 27).

Deutet sich bereits für das ausgehende Spätglazial in der sprunghaften Tieferlegung der NT3 Erosionsbasis und dem Rückzug ihres Flußbettes auf einen verglichen mit dem NT1-Flußbettareal wesentlich kleineren Talquerschnitt ein erster Umbruch in der jungquartären Talgeschichte der Donau im Raum Regensburg — Bogen an, so findet jedoch — ebenso wie im unteren Isartal — der große flußdynamische Umbruch vom braided-river Flußtyp der NT3 zum mäandergeformten, einfadigen Donaulauf am Übergang vom Spätglazial zum Holozän statt. Als Ausdruck von Flußlaufverlagerungen des im Talgrund mäandrierenden, umlagernden Donaulaufes wurden im nachfolgenden Zeitraum vom Beginn des Holozäns bis zur ersten vollständigen Donaukorrektur Mitte des 19. Jhdts. während sieben Perioden mit Phasen gesteigerter fluvialer Aktivität durch kräftig erhöhte Mäanderverlagerungen sieben eigenständige, lateral gewachsene Terrassenkörper — H1- bis H7-Terrasse — geschaffen. Dabei stehen drei altholozäne Terrassen — H1- bis H3-Terrasse — mit weit zum Auenrand ausholenden Mäanderbögen vier subatlantische Terrassenbildungen — H4- bis H7-Terrasse — gegenüber, die häufig mit eng geschwungenen Mäanderbögen und mit jüngerem Alter in ihrer flächenhaften Verbreitung zunehmend dem rezenten Donaulauf folgen. Von ihrer absoluten Altersdatierung liegen bisher keine Hinweise vor, die einer Korrelierung mit den entsprechenden und durch zahlreichere absolute Altersbelege genauer eingegrenzten holozänen Terrassenbildungen im unteren Isartal (Tab. 20) entgegenstehen würde.

Mit dem großen flußdynamischen Umbruch am Übergang Spätglazial/Holozän, d.h. mit der Sammlung der vorher zahlreichen Donauarme in ein einfadiges,

mäandrierendes, schmales Flußbett beginnt die Donau sich intensiv einzuschneiden und erreicht in der ältestholozänen – in Analogie zum unteren Isartal präborealen/borealen – H1-Terrasse ein Erosionsbasisniveau von -6 bis -9 m u. MW. Bis zur Ausbildung der eisen-/römerzeitlichen H4-Terrasse deutet sich in den aus den einzelnen Terrassenbereichen vorliegenden Bohrungen (Kap. 4.3.2.) ihre annähernd gleichbleibende Tiefenlage von -6 bis -9 m u. MW zur Zeit der H1- und H2-Terrasse, eine geringe subboreale Tieferlegung bis max. -11 m u. MW an, um zur Eisen-/Römerzeit ihre tiefste Lage bis auf -14 m u. MW hinabreichend einzunehmen. Für die nachfolgenden frühmittelalterlichen bis neuzeitlichen H5- bis H7-Terrassenbildungen liegen dagegen Hinweise auf einen sprunghaften Anstieg der Flußbettsohle mit einer Erosionsbasis oberhalb von -7,5 m u. MW vor. Dieser geringe Tiefgang der Erosion läßt auf einen flacheren und breitbettigeren Flußlauf schließen. Er ist als eine direkte Folge der frühmittelalterlich einsetzenden flächenhaften Rodungen der Aue und der Hänge anzusehen. Schnellerer und zeitlicher kumulierender, daher kräftiger ausfallender Hochwasserabfluß führten zu einer gesteigerten Seitenerosion. In Verbindung mit einem verstärkten Sedimenteintrag von den Uferändern und Hängen führte dies zu einer Aufhöhung der Flußbettsohle und zu einer gesteigerten Mäanderverlagerung. Zudem zeigen sich seit dem 14. Jhdrt. – künstlicher Mäanderdurchstich unterhalb von Straubing – zunehmend auch direkte Eingriffe des Menschen in den Flußhaushalt, die letztendlich zur vollständigen Lauffestlegung der Donau in der zweiten Hälfte des 19. Jhdts. führen.

Als Folge des veränderten Abflußregimes kam es allein in dem relativ kurzen Zeitraum der letzten 1400 Jahre holozäner Flußgeschichte im Donautal zur Ausbildung dreier eigenständiger Terrassenkörper, von deren Umlagerungen meist die Hälfte, seltener nur ein Drittel des gesamten holozänen Auenquerschnittes erfaßt wurden. Allein für die jüngsten Umlagerungen der H7-Terrasse lassen sich in einzelnen Auenbereichen Mäanderverlagerungen von zum Teil über 400 m in 50 Jahren nachweisen (Kap. 4.3.2.5.).

Kennzeichen aller holozänen Terrassen ist ein annähernd gleich hohes Aufschüttungsniveau der zentralen Terrassenbereiche von ca. 2 - 2,5 m ü. MW. Als in etwa ein gleich hohes Oberflächenniveau einnehmende morphologische Reihenterrassen heben sie sich daher nicht allein durch ihren lateral gewachsenen Innenbau, ihre durchschnittlich 1 - 4 m mächtige, z.T. mehrgliedrige Auensedimentbedeckung, sondern auch durch ihre tiefe morphologische Lage im Talgrund von den durchschnittlich 2 - 4,5 m höheren, vertikal aufgehöhten Niederterrassenfluren deutlich ab. Ehemals (vor dem Bau der Hochwasserschutzdämme im 20. Jhdrt.) im jährlichen bis extremen Hochwasserüberflutungsbereich gelegen, wodurch bei engerem Auenquerschnitt junge Hochflutsedimente teilweise bis auf die meist flußfernen altholozänen Terrassenflächen übergreifen, reicht die maximale Oberflächenbodenentwicklung auf

ihnen lediglich zur Ausbildung mehr oder minder schwach entwickelter junger Kalkauenböden. Schwach verbrauchte Auenpararendzinen auf den älteren H1- bis H4- Terrassen stehen nicht verbrauchte, mit jüngerem Terrassenalter zunehmend durch die Sedimentfarbe getönte gelbbraune bis hellbraungraue Auenpararendzinen auf der H5 - bis H7-Terrasse gegenüber. Reliktböden atlantischer und subborealer Bodenentwicklung stellen – ebenso wie im unteren Isartal – die auf den H1- und H2-Terrassenflächen meist unter jungholozäner Hochflutsedimentbedeckung begraben – auf der H1-Terrasse im Straubinger Raum als Oberflächenboden weit verbreiteten – Auenschwarzerden und Pechanmoore dar. Dabei weist eine in Nahtrinnenposition auf der H2-Terrasse das Niedermoorwachstum beendende Pechanmoor-Bodenbildung auf eine Ruhephase der Hochflutsedimentation bei insgesamt tieferliegendem Grundwasserspiegel im älteren Subboreal hin.

Auf den von ihrer Oberflächenerhebung – von einzelnen talinternen Rinnenpositionen der NT3 abgesehen – außerhalb der holozänen Auendynamik und meist mehr als 2 m oberhalb des Grundwasserspiegels gelegenen Niederterrassenflächen bilden dagegen rötlichbraune Schotterparabraunerden die weit verbreitete Maximalbodenentwicklung. Wie die unterschiedlichen pedogenen Überprägungen von Verfüllungen bandkeramischer bis römerzeitlicher Siedlungsspuren anzeigen, ist die Hauptparabraunerdebildung sowohl auf den Kalkschottern der Niederterrassen (Kap. 4.3.1.1.) wie auch auf den lößbedeckten Hochterrassen (Kap. 4.2.2.) in diesem Raum in den Zeitraum mittleres Atlantikum bis ausgehendes Subboreal zu stellen. Auf allen subatlantischen Sedimentbildungen – seien es hallstatt-, römer- oder merowingerzeitliche Grubenfüllungen, jungholozäne Flugsandumlagerungen oder auch jungholozäne Kolluvien auf den Hochterrassen – reicht die Bodenentwicklung dagegen maximal zur Ausbildung von Braunerden.

5. Jungquartäre Talgeschichte an der Donau im Bereich und unterhalb der Isarmündung

Während das Donautal im Raum Regensburg – Bogen unterhalb einer Engtalstrecke liegt, die Donau dort mehr als 100 km vom nächstgelegenen Zufluß aus dem Alpenraum – dem Lech – entfernt ist und unterhalb dessen Einmündung allein Zuflüsse aus dem Mittelgebirgsraum erhält, steht die Donau mit Einmündung der Isar unmittelbar unter dem Einfluß eines alpinen Nebenflusses. Zudem verengt sich das Donautal unterhalb der Isarmündung trichterförmig, um 19 km weiter talabwärts bei Pleinting unvermittelt als maximal 1 km breites und über 100 m tief in das Kristallin des Vorderen Bayerischen Waldes eingeschnittenes Engtal einzutreten (Abb. 28).

Mit der Verzahnung von Donau- und Isargeschehen im Isarmündungsbereich lassen sich ihre jeweiligen Terrassenbildungen teilweise räumlich und damit auch zeitlich direkt verknüpfen. Im Talabschnitt im Bereich und unterhalb der Isarmündung bis Hofkirchen können zudem evtl. sich aus der besonderen Talposition – unterhalb der Einmündung eines alpinen Nebenflusses und oberhalb von einer Engtalstrecke – ergebende Einflußfaktoren auf den morphologisch-geologischen Bau der Donauterrassen abgelesen werden.

Daher liegt ein räumlicher und thematischer Schwerpunkt der im folgenden dargestellten morphologisch-geologischen Bearbeitungen auf der unmittelbaren räumlichen Verknüpfung der jungquartären Isar- und Donauterrassen im Isarmündungsbereich. Von dort wurden die Bearbeitungen talabwärts bis Künzing – nahe dem Pleintinger Donauengtaleintritt – ausgedehnt, um die aus der spezifischen Talposition resultierenden Auswirkungen auf den morphologisch-geologischen Terrassenbau zu erfassen.

5.1. Geologischer Rahmen

Von Regensburg bis Pleinting folgt das Donautal der geologischen Nahtstelle zwischen dem tertiären Molassebecken und dem Moldanubikum des Vorderen Bayerischen Waldes, um im Raum Pleinting als Durchbruchstal in das Kristallinmassiv einzutreten.

Beide geologischen Großeinheiten sind im Raum Deggendorf – Pleinting staffelbruchartig gegeneinander abgesetzt, wobei die Hauptverwerfung der "Donaurandbruch" im Bereich Natternberg – Osterhofen mehr als 2 km dem morphologischen Kristallinrand vorgelagert ist und mit seiner Umbiegung nach Süden im Bereich von Künzing eine Entfernung von ca. 4 km aufweist (vgl. UNGER &

SCHWARZMEIER 1982: Abb. 3).

Da der jungquartäre Talgrund der Donau mit einer Breitenausdehnung von 3 km oberhalb des Isarmündungskegels, 6,3 km unterhalb der Isarmündung und 4 km im Raum Künzing direkt an den morphologischen Steilanstieg zum Vorderen Bayerischen Wald angrenzt, und er daher weit über den Donaurandbruch hinübergreift, wird dort seine Quartärfüllung weitgehend – abgesehen von kleinräumigen, über den Donaurandbruch hinweggreifenden Tertiärrinnen – von kristallinen Festgesteinen unterlagert (Beilage 16).

Als weithin sichtbares Erosionsrelikt der in diesem Talabschnitt weit über den Donaurandbruch gegen den Vorderen Bayerischen Wald ausgreifenden Erosionstätigkeit der Donau, überragt daher der Natternberg in 2 km Entfernung von der östlichen Talumrahmung mit einer Erhebung von rund 70 m den jungquartären Donautalgrund. Seine inselartige Herausmodellierung durch die Donau wurde dadurch begünstigt, daß zwischen Natternberg und Vorderem Bayerischen Wald weniger erosionswiderständiges Braunkohlentertiär – entweder als Plombierung einer tertiären Urtalrinne in Verlängerung der Deggendorfer Tertiärbucht oder tektonisch bedingt als Grabenfüllung – eingelagert ist (Beilage 16).

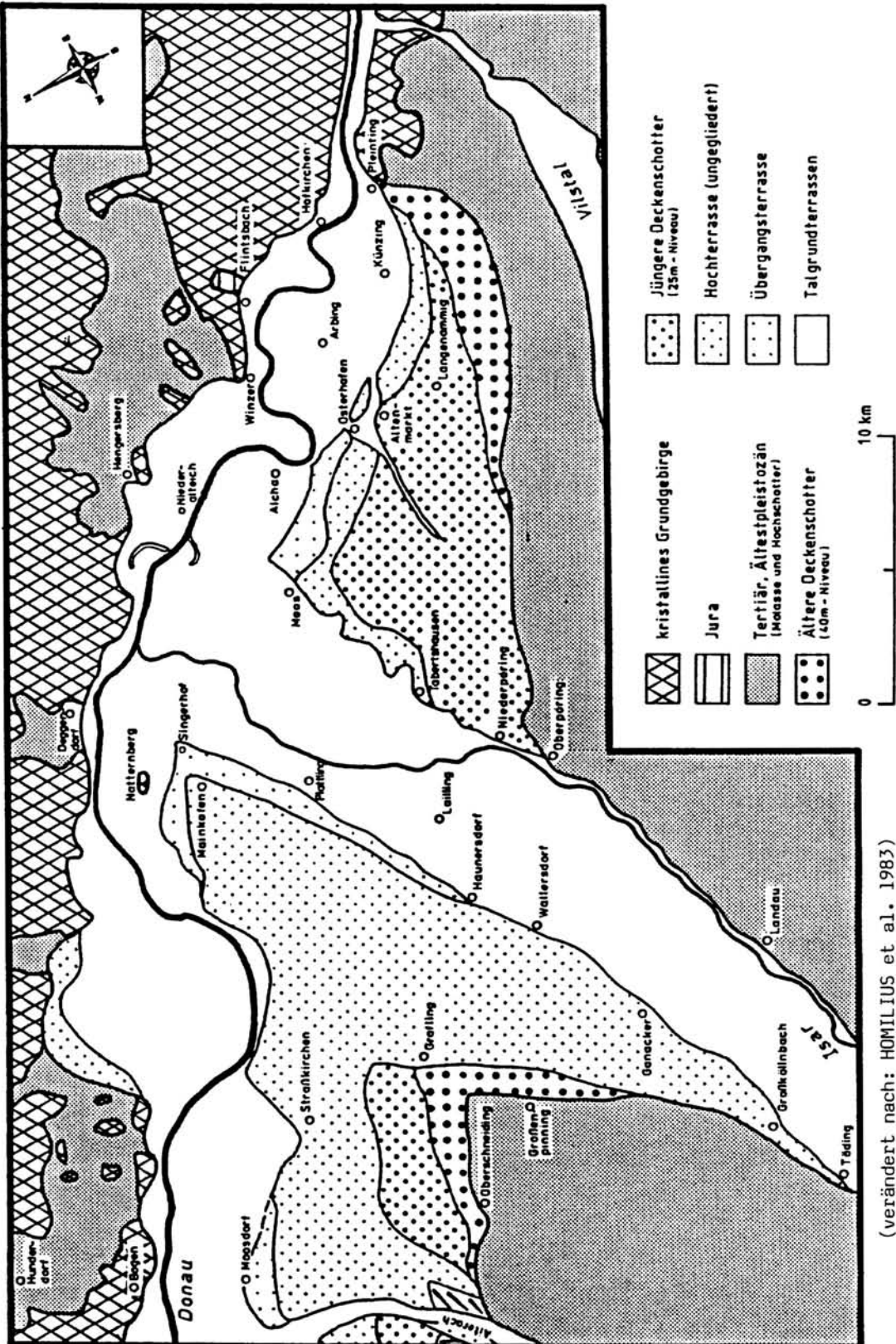
Westlich des Donaurandbruches setzt sich das präquartäre Sohlgestein aus feinklastischen Sedimenten (Mergel, Tone, Kohleflöze, z.T. Gs- und Fki-Lagen) des miozänen Braunkohlentertiärs zusammen, das sich zur westlichen und südwestlichen Talumrahmung am Übergang zum Niederbayerischen Tertiärhügelland mit den ebenfalls feinklastischen Süßwasserschichten verzahnt (vgl. UNGER 1983d: Abb. 7; UNGER 1983a: 38f.). Im Bereich der Deggendorfer- und Hengersberger Tertiärbucht reicht das Braunkohlentertiär über den Donaurandbruch hinweg und entlang alter Entwässerungslinien in das Kristallin des Vorderen Bayerischen Waldes hinein. Dort bildet es einerseits die östliche Talumrahmung und andererseits das Liegende des Donauquartärs. Eine Besonderheit bezüglich der petrographischen Ausbildung des präquartären Sohlgesteines wie auch der östlichen Talumrahmung bildet die bei der Heraushebung des Vorderen Bayerischen Walds mitgeschleppte Jurascholle von Flintsbach (s. AMMON 1875: 74ff.; Abb. 28), deren Kalksteine (Malm), Sandsteine, Sande und Mergel (Schutzfelsschichten, Cenoman) in diesem Raum sowohl den Talhang wie auch die präquartäre Talsohle der vorgelagerten Donau im Bereich der Bohrungen 80, 81, 82 (Beilage 16) aufbauen.

Während die östliche Talumrahmung der jungquartären Talgrundterrassen in Form des steil aufragenden Mittelgebirges mit seinen beiden bei Deggendorf und Hengersberg eingelagerten Tertiärbuchten eine markante morphologisch-geologische Grenze darstellt, baut sich die westliche Talumrahmung aus

unterschiedlich hochliegenden, z.T. weitgespannten, lößbedeckten Terrassenfluren auf. Mit der Aufeinanderfolge von zum Talrand hin zunehmend höherliegenden Terrassenflächen leiten sie zu den kuppigen Höhen des Niederbayerischen Hügellandes über (Abb. 28).

Älteste Donau- und Isarablagerungen mit einer Höhenlage zwischen 40 - 90 m über Donautal bilden schmale dem Tertiärhügelland unmittelbar vorgelagerte und ins Isartal umlaufende Terrassenleisten. Während sie von HOMILIUS et al. (1983: Geol. Karte) und LEGER (1965: 163; Geol. Karte) als prämindezeitliches Terrassenniveau nicht weiter untergliedert werden, umfassen sie — wie bereits in Kap. 3.1. dargestellt — nach UNGER (1983a: 53f.) drei unterschiedlich hochliegende, ältest- bis altpleistozäne Terrassenflächen. Das nächsttiefere Terrassenniveau mit einer durchschnittlichen Höhenlage von rd. 25 m über dem Donautal bildet südöstlich des Isartales zwischen den Ortschaften Oberpörling — Langenisarhofen — Langenammung ein dreieckförmiges Plateau, das infolge zahlreicher, z.T. tief eingeschnittener Trockentäler ein welliges Oberflächenrelief aufweist. Nach den geoelektrischen Sondierungen von HOMILIUS et al. (1983: Tafel 11, Profil 14-19) unter Einbeziehung der auf dieser Terrassenfläche südlich von Altenmarkt niedergebrachten Forschungsbohrung GLA 2 des Bayerischen Geologischen Landesamtes (in: UNGER 1983d) und einer Bohrung nordöstlich von Penzling (in: UNGER 1983a: Bohrung 25) erreicht die Quartärbasis im internen Terrassenbereich eine Tiefenlage zwischen 3 - 7 m ü. NT3 der Donau, während die Schotteroberkante zwischen rd. 14 -19 m ü. NT3 der Donau liegt (Tab. 36).

Von der Höhenlage der Schotterbasis, der Schotteroberkante, der Terrassenoberfläche (Tab. 36) wie auch ihrer intensiven Oberflächenreliefierung entspricht dieses 25m- Niveau — wie es bereits von PENCK (1909: 74), LEGER (1965: 161ff., Geol. Karte), WEINIG (1980: Geol. Karte) und HOMILIUS et al. (1983: Geol. Karte) eingestuft wurde — dem "Jüngeren Deckenschotter" im Raum Regensburg — Paitzkofen bzw. BRUNNACKERs (1956) "Älterer Hochterrasse" auf Blatt Straßkirchen. Aufgrund der Alterstellung der HT1 bis HT3 im Regensburger Raum (Kap. 4.2.1.) ist das höherliegende und daher ältere 25m-Niveau ebenfalls als mindestens drittletzt-kaltzeitlich einzustufen. UNGERs (1983a: 58ff.) stratigraphische Einstufung dieses Niveaus als vorletzt-kaltzeitliche "Hochterrasse", die aufgrund einer Deckschichtenabfolge mit lediglich einer interglazialen Bodenbildung unter Würmlößbedeckung in der Forschungsbohrung GLA 2 vorgenommen wurde, kann nicht gefolgt werden. Eine Deckschichtenabfolge mit einer rd. 2 m mächtigen interglazialen Pseudogley-Parabraunerde unter Würmlöß ist auf der 25m - Terrasse derzeit in einer aufgelassenen Kiesgrube in der Flur "Graswegäcker" südlich von Aholming aufgeschlossen. Demgegenüber beschreibt LEGER (1965: 161, Fig. 2) vom 25m - Niveau bei Girching-Künzing einen interglazialen Bodenkomplex — nach



(verändert nach: HOMILIUS et al. 1983)

Abb. 28: Geologische Übersichtskarte des Donautales im Raum Bogen - Pleinting

LEGER einer Überlagerung einer Riß/Würm - und Mindel/Riß - interglazialen Bodenbildung - von 4,5 m Mächtigkeit.

5.2. Die tieferen Talhangterrassen - Hochterrasse (ungegliedert) und Übergangsterrasse

Sie begleiten den Donautalgrund nördlich und südlich des Isarmündungskegels (Abb. 28) in zwei unterschiedlich hohen, lößbedeckten Terrassenniveaus:

- das Hochterrassenniveau (ungegliedert) mit einer durchschnittlichen Erhebung von 8 - 10 m ü. NT3 der Donau und einer Tiefenlage der Quartärbasis zwischen -4 bis -6 m unter NT3 der Donau (Tab. 36).
- die Übergangsterrasse, die als ein um durchschnittlich 4 - 5 m tieferes Niveau mit einer Schotteroberkante zwischen 0,5 - 2,5 m ü. NT3 der Donau bei gleicher Höhenlage der Quartärbasis der HT vorgelagert ist.

Unmittelbar an den Donautalgrund nach Westen hin angrenzend erstreckt sich die **Übergangsterrasse** der Donau nördlich der Isarmündung zwischen Fembach - Natternberg - Mainkofen (Abb. 28; Beilage 15), wo sie sich mit der UT der Isar verzahnt (Kap. 3.2.). Südlich der Isarmündung begleitet sie den Talgrund der Donau von Moos bis Osterhofen als 1 - 1,5 km breite, ebene Terrassenfläche, der entlang der Terrassenstirn bis 4 m höhere, langgestreckte, talparallele Dünen aufgesetzt sind.

Beiderseits des Isarmündungskegels wird die Übergangsterrasse von den ebenfalls lößbedeckten, durchschnittlich 4 - 5 m höheren Hochterrassenniveau überragt.

Nördlich der Isar bildet das **Hochterrassenniveau** eine mehrere Kilometer breite Terrassenflur, die donauaufwärts bis Regensburg (zuletzt: HOMILIUS et al. 1983: Geol. Karte) und isaraufwärts ins Engtal hineinziehend bis Großköllnbach durchgängig erhalten ist. Der Verzahnungsbereich von Isar- und Donau-Hochterrassenniveau (ungegliedert) ist in etwa entlang der Linie Paitzkofen - Plattling - Langenisarhofen anzusetzen. Südlich der Isarmündung - bereits dem Donausystem zugehörig - erstreckt es sich mit maximal 1,5 km Breite von Langenisarhofen über Osterhofen bis unterhalb von Künzing-Girching.

Während nach UNGER (1983a: 62ff.) dem Hochterrassenniveau nördlich und südlich der Isarmündung, nach LEGER (1965: 159f.) der Hochterrasse nördlich der Isarmündung eine fossile interglaziale Bodenbildung unter der Würmlößbedeckung fehlt bzw. bisher nicht nachgewiesen werden konnte, ist

nach LEGER (1965: 160) für die Hochterrasse südlich der Isarmündung bei Künzing-Girching die Existenz einer fossilen warmzeitlichen Bodenbildung unter Lößbedeckung gesichert.

Um die unter kaltklimatischen Bedingungen aufgeschotterten Donauterrassen in diesem Raum mit denen des Regensburger Raumes vergleichen zu können, wurde als Bezugsniveau die durchschnittliche Oberflächenerhebung der weitgehend erhaltenen spätglazialen NT3 herangezogen. Der Talmittelwasserspiegel der Donau oder das Oberflächenniveau der holozänen Terrassen kann nicht als Bezugsniveau herangezogen werden, da in diesem Raum – verursacht durch die Einmündung der Isar und der besonderen Lage des Donautales oberhalb eines Engtaleintrittes – die unter einem kaltklimatischen Abflußregime aufgeschotterten Terrassen teilweise stark abweichende Gefällsverhältnisse gegenüber dem holozänen Donaulauf aufweisen. Demgegenüber besitzen die drei würmzeitlichen Niederterrassen bezogen auf die NT3 eine annähernd gleichlaufende Veränderung ihres flußparallelen Oberflächengefälles und haben daher – ebenso wie im Regensburger Raum – einen morphologischen Höhenunterschied von jeweils rund einen Meter Differenz zwischen der NT1- und NT2- wie auch zwischen der NT2- und NT3-Terrassenoberfläche.

Da auch die Tiefenlagen der auftretenden Quartärbasen und die Tiefenlage der NT1-Terrassenbasis im Aufschluß östlich des Natternberges (s. u.) annähernd mit denen des Regensburger Raumes übereinstimmen (Tab. 36), kann davon ausgegangen werden, daß auch ältere pleistozäne Terrassen über das NT3-Bezugsniveau mit Hilfe ihrer daraufbezogenen jeweiligen Terrassenkennwerte – durchschnittliche morphologische Oberflächenerhebung, durchschnittliche maximale Schotteroberkantenerhebung, durchschnittlich tiefste Terrassen/Quartärbasis – verknüpft werden können.

Wie in Tab. 36 zusammengestellt, deutet sich folgende stratigraphische Verknüpfung der prä-NT1-zeitlichen Donauterrassen im Raum Regensburg – Straubing mit dem Raum Mainkofen – Künzing an:

- Von der Höhenlage der Terrassenoberfläche und maximalen Schotteroberkantenerhebung weitgehend übereinstimmend hebt sich der "Jüngere Deckenschotter" im Raum Regensburg – Straubing lediglich durch das Auftreten von tieferen Quartärbasiswerten im NT3-Niveau bei Mötzing und Moosham ab. Wie bereits in Kap. 4.1. dargelegt, deutet sich darin eine ältere Tiefenrinne – Hartinger Schichten – an. Außerhalb dieses talgrundexponierten Tiefenbereiches liegt die Quartärbasis des Jüngeren Deckenschotters in beiden Talräumen zwischen 3 - 7 m ü. NT3. Beide jüngeren Deckenschottervorkommen können daher – wie von anderen Bearbeitern mit Ausnahme von UNGER (u.a.: 1983a) auch bereits eingestuft – als zeitgleiche Terrassenbildungen angesehen werden.

Tab. 36: Terrassenkennwerte der tieferen Talhangterrassen und Talgrundterrassen im Donautal zwischen Regensburg – Straubing und Deggendorf – Pleinting

		Terrassen	Regensburg – Straubing			Deggendorf – Pleinting		
			1 Morphologische Erhebung (m/NT3)	2 Schotteroberkante (m/NT3)	3 Quartär-/ * Terrassenb. (m/NT3)	1 Morphologische Erhebung (m/NT3)	2 Schotteroberkante (m/NT3)	3 Quartär-/ * Terrassenb. (m/NT3)
Altpleist.	höhere Talhangt.	J. D. (25m-Niveau)	26 - 22	19 - 15	+7/0	25	19 - 14	+7/+3
		Hart. Sch.	—	4	+1/-1 #			
Mittelpleistozän	tiefere Talhangterrassen	HT 3	14 - 10	10	+5/+2 #			
		HT 2	13	6	-4/-6 #	10 - 8	5 - 4	-4/-5 * -4/-6
		HT 1	10 - 6	4,5	-6,5/ -9,5 #			
		UT	5 - 2	3 - 1	wie HT1 / HT2 -4/-6#	6 - 4	2,5 - 0,5	-3/-5 * -4/-6
Würm	Talgrundterrassen	NT 1	2,5 - 2		wie HT1 / HT2/UT -2/-3 #	2,5 - 2		-3/-5 * -7/-9,5 -3 #
		NT 2	1		wie HT1 / HT2/UT -2/-4 #	1		-6/-7 * -7/-9,5
		NT 3	0		-6,5/ -9,5 #	0		-6/-7 * -8,0/-10#
Holozän	Talgrundterrassen	H1 - H7			-10/ -18			-10/ -13

Quelle: eigene Untersuchungen unter Einbeziehung von:

HOMILIUS et al. 1983: Tafel 9, Profile 1-9; Tafel 11, Profile 14-19
WEINIG 1980: Beilage 6, Profile 1-9; Beilage 7, Profile 14-19

- ¹ durchschnittliche morphologische Terrassenerhebung
² durchschnittliche höchste Schotteroberkantenlage / = m ü. bzw. u.
³ durchschnittliche tiefste Quartärbasis bzw. * Terrassenbasis (s. Text) bei Ausbildung der Sohle als Lockergestein (Tertiär bzw. Quartär) / = m ü. bzw. u.

* Basiswerte oberhalb der Isarmündung im Raum Mainkofen – Natterberg

- Das Hochterrassenniveau von Mainkofen oberhalb und unterhalb der Isarmündung ist aufgrund der Tiefenlage seiner Quartärbasis mit der HT2 im Raum Hofdorf zu parallelisieren. Die höhere Lage der HT2-Terrassenoberfläche von Hofdorf kann dort als eine Folge günstiger Expositionsbedingungen zur Ablagerung hoher Lößmächtigkeiten angesehen werden. Eine Verknüpfung mit der HT1 ist wegen ihrer deutlich höherliegenden Quartärbasis auszuschließen.
- Die Terrassenkennwerte der Übergangsterrasse entsprechen sich weitestgehend sowohl in der Höhenlage ihrer Terrassenerhebung und ihrer Schotteroberkanten wie auch der Tiefenlage ihrer Quartärbasen.

In Analogie zum Regensburger Raum wird das Hochterrassenniveau (ungegliedert) in diesem Raum als mindestens vorletztaltzeitliche Aufschotterung eingestuft und die UT (s. Aufschlußbeschreibungen: Kap. 3.2.; Kap. 4.2.1.) als höchstwahrscheinliche vorletztaltzeitliche (RiB) Bildung angesehen.

5.3. Die Talgrundterrassen

Ebenso wie in den vorher beschriebenen Talräumen von Isar und Donau setzt sich der Donautalgrund im Bereich und unterhalb der Isarmündung aus insgesamt drei würmzeitlichen und sieben holozänen Terrassenbildungen zusammen, wobei ihre sich verändernde morphologische Lage innerhalb des Talgrundes Ausdruck zweier Einflußfaktoren ist:

- einerseits der Einmündung der unmittelbar mit dem alpinen Geschehen verknüpften, ein wesentlich höheres Gefälle aufweisenden und daher eine gröbere Sedimentfracht (vgl. HOMILIUS et al. 1983: 65) führenden Isar
- andererseits der besonderen topographische Lage dieses Talabschnittes unmittelbar oberhalb eines Engtaleintrittes der Donau

Aufgrund dieser Einflußfaktoren gliedert sich der Donautalgrund zwischen Deggendorf und Pleinting in zwei von der morphologischen Lagerung seiner Terrassenkörper unterschiedlich gestaltete Talräume, die gleitend ineinanderübergehen:

1. der dem jungquartären Isarmündungsbereich vorgelagerte Donautalgrund mit seiner Verzahnung von Isar- und Donauterrassen zwischen Deggendorf und Niederalteich
2. das Donautal unterhalb von Niederalteich bis zu seinem Engtaleintritt bei Pleinting.

Morphologisches Kennzeichen des Talabschnittes Deggendorf – Niederalteich ist eine Zweigliederung des Talgrundes in die höherliegenden, durch weitgehend terrestrische Bodenbildungen (Parabraunerden) gekennzeichneten beiden älteren Niederterrassen (NT1, NT2) und die im gleichen Oberflächen-niveau als Reihenterrassen ausgebildeten holozänen Auenterrassen einschließlich der spätglazialen NT3 mit ihren durch die Auendynamik geprägten, geringer entwickelten Auenböden.

In ihrer räumlichen Verbreitung wie auch ihrer Höhenlage im Talgrund stehen sie unter dem Einfluß der einmündenden Isar, die innerhalb dieses Talabschnittes das dominierende flußdynamische Element darstellt.

Mit einem Talbodengefälle von rd 1 ‰ und einer Breite von 6 km bei Plattling auf 7 km Breite im Mündungsbereich zunehmend greift ihr jungquartärer (post-ÜT-zeitlich) Mündungskegel nahezu im rechten Winkel weit ins Donautal vor. Wie der geologische Aufbau des Isarmündungsbereiches und seiner angrenzenden, sich verzahnenden oder diskordant geschnittenen Donauterrassen zeigt (Beilage 15), hat die Isar ihren Mündungskegel von der NT1, als sie in

etwa im Bereich der Verbindungslinie Singerhof – Gilsenöd (jeweils Externrand der NT1 der Donau) einmündete, bis zur spätglazialen NT3 mit ihrer Mündung im Bereich der Verbindungslinie Externrand der NT3 der Donau südlich des Autobahnkreuzes mit der Ortschaft Thundorf um ca. 1,5 km gegen den Vorderen Bayerischen Wald vorgeschoben. Diese Tendenz hielt auch – parallel zu einer sukzessiven Verlagerung der Isarmündung donauaufwärts bis ins jüngste Holozän an, so daß der jungholozäne Isarmündungsbereich (H4- bis H7-Terrasse) zwischen Deggenau und Seebach lediglich 1 km bzw. 2 km vom Steilanstieg des Vorderen Bayerischen Waldes entfernt liegt. Von der Isar – insbesondere mit der Aufschotterung der NT3 – gegen das Mittelgebirge abgedrängt, erstrecken sich die nachfolgenden Donauterrassenbildungen – der jeweiligen, zeitlich entsprechenden Isareinmündung vorgelagert bzw. etwas talabwärts versetzt und mit kräftigen Mäanderbögen gegen den östlichen Talrand ausholend – unmittelbar entlang des Steilanstieges zum Vorderen Bayerischen Wald.

Die einmündende Isar bewirkt jedoch seit der hochglazialen Aufschotterung der NT1 nicht nur eine Abdrängung der Donau gegen den östlichen Talrand, sondern bildet den Vorfluter, auf den sich die Donauterrassen in ihrer morphologischen Höhenlage im Talgrund (für das Verhalten der jeweiligen Terrassenbasen fehlen leider entsprechende Aufschlüsse; s.u.) ausrichten. Dabei besteht zwischen dem auf den Vorfluter Isar ausgerichteten Gefälle der pleistozänen und holozänen Terrassen ein deutlicher Unterschied. Während die würmzeitlichen Donauniederterrassen mit einer kräftigen Gefällsverteilung von rund 0,8 % zur Isarmündung hin abtauchen, besitzt die holozäne Donauaue (ungegliedert) lediglich ein Gefälle von rd. 0,2 %. Daher verringert sich zum Beispiel die Höhenlage der NT3 von knapp 315 m ü. NN beim Flußkilometer 2291 bis zum Flußkilometer 2285 (rd. 5 Talkilometer) auf 311 m ü. NN, während im gleichen Talabschnitt die holozäne Donauaue in ihren höheren, zentralen Terrassenbereichen lediglich eine höhenmäßige Abnahme von 313 m ü. NN auf 312 m ü. NN erfährt (nach Höhenlinienbild der TK 1 : 25000). Im Donautalbereich unterhalb des Natternberges bis zum Isarmündungskegel überragen daher die holozänen Donauterrassen, die zur Isarmündung hin abtauchende NT3 und erreichen in etwa das Niveau der NT2 der Donau.

Dasselbe Phänomen einer morphologisch höheren Erhebung der holozänen Terrassen über das NT3-Niveau zeigt sich ebenso innerhalb des Isarmündungskegels. So besitzt die NT3 der Isar östlich von Moos lediglich eine Höhenlage von rd. 312 m ü. NN, während die im Isartalquerschnitt nach NNW angrenzenden holozänen Isarterrassen im Bereich der Verbindungslinie Sammern/Forstern – Scheuer in ihren zentralen Terrassenbereichen mit einer Höhenlage zwischen 313 m ü. NN bis maximal 314 m ü. NN fast das Niveau der den nördlichen Isarauenrand begrenzenden NT1 (rd. 314 m ü. NN) erreichen.

Unterhalb der Isarmündung im Talabschnitt Niederalteich – Künzing heben sich die beiden weitflächig erhaltenen spätglazialen Niederterrassen – kaum ein Gefälle aufweisend – talabwärts über die in ihren zentralen Oberflächenerhebungen von alt nach jung sich sukzessive dem neuzeitlichen Talgefälle der Donau von rd. 0,45 ‰ angleichenden und daher insgesamt zunehmend tieferliegenden holozänen Terrassen heraus.

Während die NT3 und die holozänen Einzelterrassen im Talquerschnitt bei Niederalteich – überragt von der durchschnittlich 1 m höheren NT2-Terrassenfläche zwischen Thundorf und Aicha – in etwa im gleichen Oberflächenniveau liegen, bilden sie im Raum Endlau eine Terrassentreppe. Ausgehend von der am höchsten liegenden NT3 (bei rd. 310 m ü. NN) folgen die jeweils tiefer gestaffelten H1- (308,5 m ü. NN; nach Höhenflurkarte 1 : 5000 Nr. 27/47, 47/48), H2- (308 m ü. NN; nach s.o.), H3-Terrassenflächen (307,5 m ü. NN; nach s.o.) bis zur jungholozänen Aue (H4 – H7) bei 306 m ü. NN (nach s.o.).

Als Ursache dieses divergierenden Oberflächengefälles zwischen den pleistozänen Terrassen einerseits und den holozänen Terrassen andererseits kann die besondere talmorphologische Position unmittelbar oberhalb eines Engtales und sich daraus ergebender unterschiedlicher Einflußfaktoren auf die pleistozäne und holozäne Flußdynamik angesehen werden. Unter kalt-klimatischen Bedingungen wurden die mit Schutt beladenen, in zahlreiche Arme gegliederten Schmelzwasserströme der Donau durch den Engtaleintritt zurückgestaut. Das führte oberhalb des Engtales zu einer intensiven Sedimentakkumulation, zur starken Aufhöhung des Flußbettes und daher zur Gefällsverringerung. Dahingegen stellt das Engtal für den schmalen, mäandrierenden, einfadigen, holozänen Donaulauf kein Hindernis dar. Es bewirkt im Gegenteil durch die Streckung des Donaulaufes innerhalb des Engtales dort eine Gefällserhöhung. Die damit einhergehende Verstärkung der Erosionskraft führt rückschreitend zur Wiederausräumung des im Pleistozän oberhalb des Engtales aufgestauten Sedimentkörpers.

Bezüglich der Tiefenlage der Quartärbasis zeichnet sich nach den vorliegenden Bohrungen (Beilage 16; Bohrungen s. Anhang) und unter Einbeziehung der Geologischen Schnitte von HOMILIUS et al. (1983: Tafel 11, Profile 14–19) bei gleicher Ausbildung des präquartären Sohlgesteines als tertiäres Lockergestein eine Dreigliederung der Donautalgrundbasis ab (Abb. 29):

1. Hochliegende Quartärbasiswerte zwischen -3 bis -6 m u. NT3, wie sie im Bereich der den westlichen Talgrundrahmen bildenden ÜT und HT auftreten, finden sich oberhalb der Isarmündung auch im Bereich der NT1. HOMILIUS et al. (1983: Tafel 11, Profil 17) Auffassung, wonach südlich der Isarmündung die Quartärbasis im NT1- und NT2-Bereich zwischen Thundorf und Haardorf

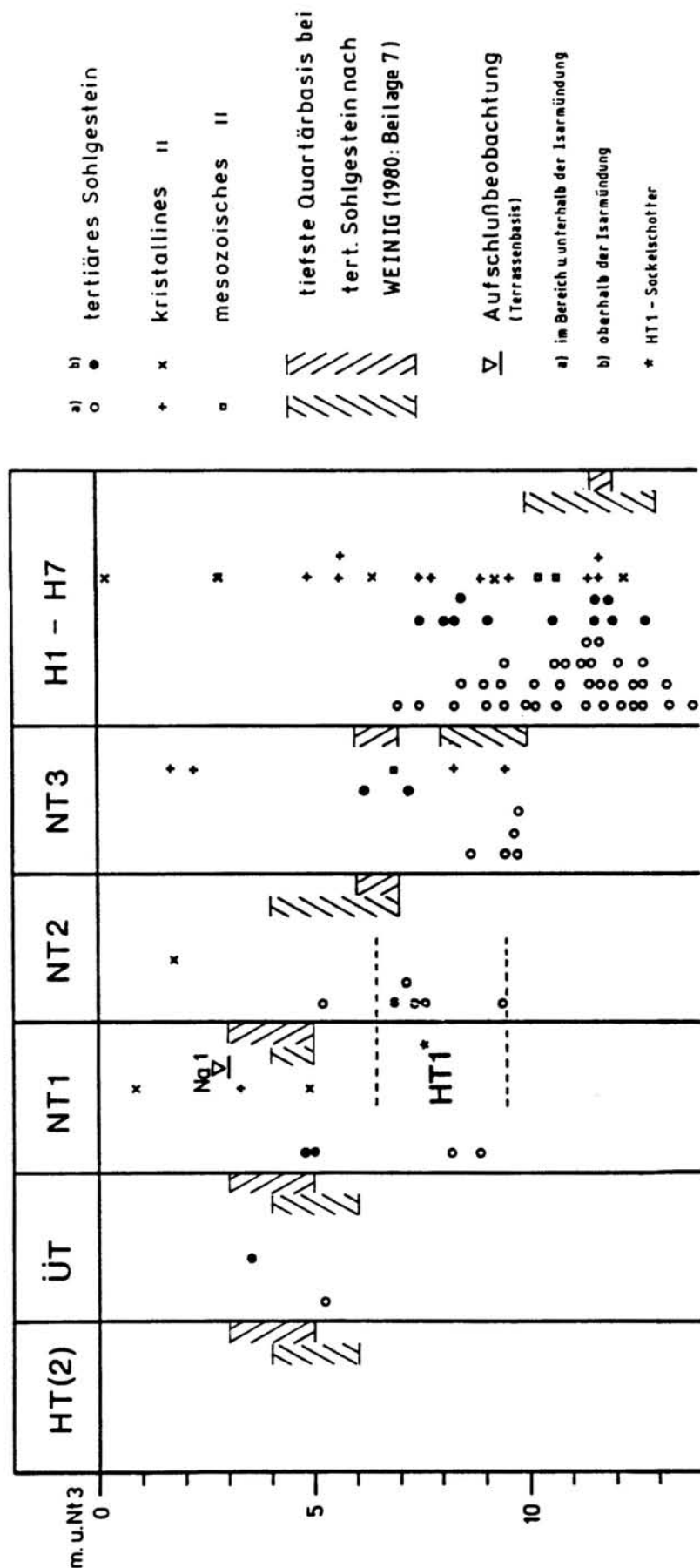


Abb. 29: Tiefenlage der Quartärbasis nach Bohrungen und geoelektrischen Sondierungen von WEINIG (1980: Beilage 7) bezogen auf das durchschnittliche NT3 - Oberflächenniveau

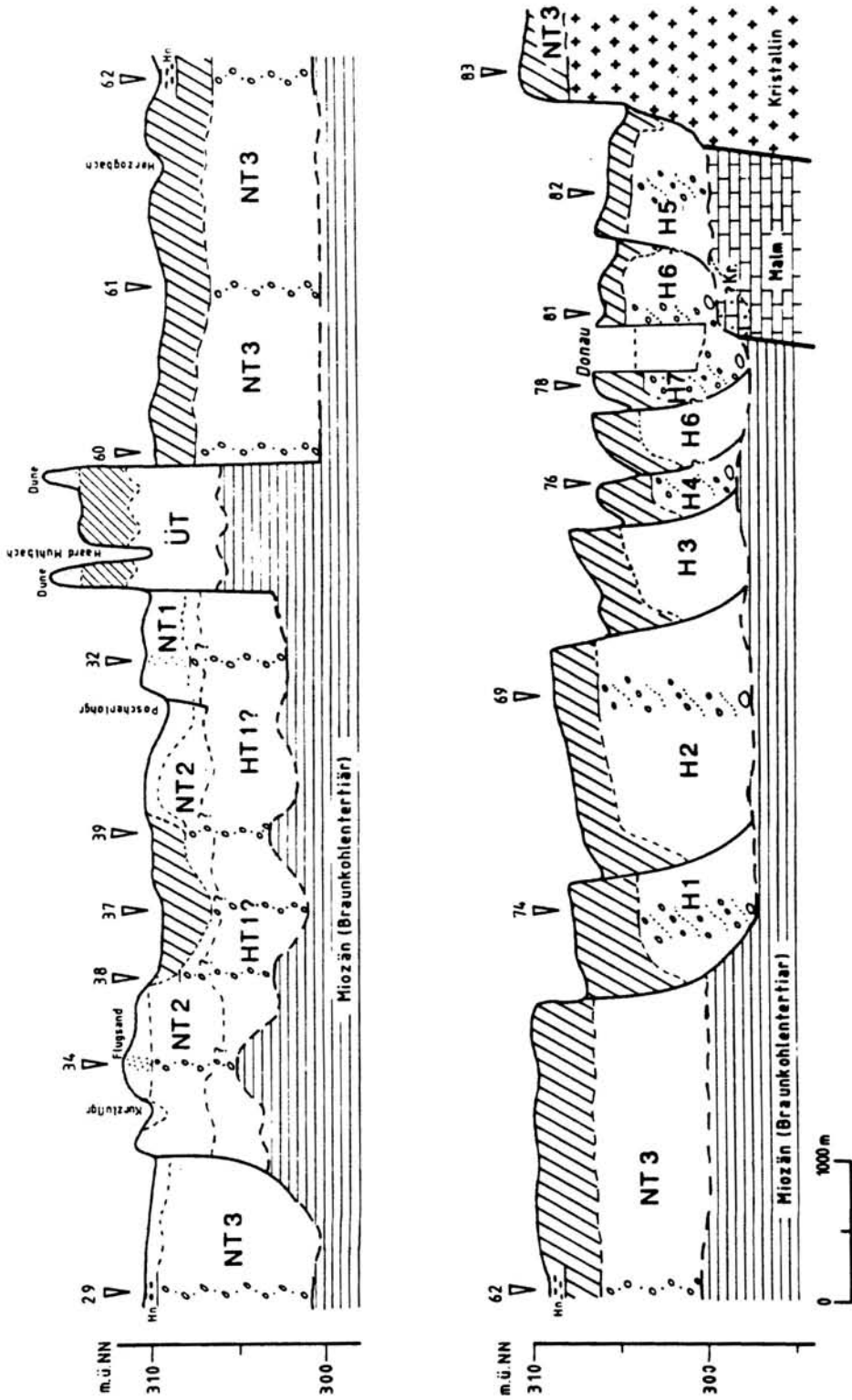


Abb. 30: Geologischer Tallängs- und Talquerschnitt H nach Bohrungen im Raum Isarmündungsbereich - Hofkirchen (Beilage 16)

in etwa im HT- und UT-Niveau liegt, kann nicht gefolgt werden. Im Gegensatz zu seinen sechs geoelektrischen Sondierungen mit einer Tiefenlage der Quartärbasis zwischen 303 - 306 m ü. NN bzw. zwischen -4 bis -7 m u. NT3 wurde in sechs von sieben innerhalb dieses Niederterrassenbereiches niedergebrachter Bohrungen die Quartärbasis erst in einer Tiefenlage von 301 - 303 m ü. NN bzw. bei -7,0 bis - 9,5 m u. NT3 erreicht. Durch eine durchschnittlich 2 - 4,5 m tieferliegende Quartärbasis heben sich somit die beiden älteren Niederterrassen in diesem Raum deutlich von der angrenzenden UT mit ihrer Quartärbasis bei 305 bis 306,5 m ü. NN (HOMILIUS et al. 1983: Tafel 11, Profil 17; Bohrung 18 im Anhang) ab.

2. Ein nächsttieferes Niveau mit Quartärbasiswerten von 304 - 305,5 m ü. NN bzw. -6 bis -7,5 m u. NT3 erstreckt sich nördlich der Isarmündung - wie drei Bohrungen andeuten (Beilage 16) - im Bereich der morphologisch erhaltenen NT2- und NT3-Terrassenflächen. Südlich der Isarmündung gehören ihm die erhaltenen NT1- und NT2-Terrassenflächen zwischen Thundorf und Haardorf mit einer tiefsten Quartärbasis zwischen -7 bis -9,5 m u. NT3 an (s.o.). Die NT3 der Isar südlich von Forstern und die NT3 der Donau unterhalb der Isarmündung bis Künzing heben sich (nach den aus diesen Terrassenbereichen vorliegenden fünf Bohrungen mit tertiärem Sohlgestein sowie nach WEINIG 1980: Beilage 7; ebenso: HOMILIUS et al. 1983: Tafel 11) mit ihrer Quartärbasis zwischen 300 - 301,5 m ü. NN bzw. zwischen -8,5 bis - 10 m u. NT3 durch eine insgesamt geringfügig tiefere Lage und eine weniger stark ausgeprägte Basisreliefierung als Ausdruck der geringen Schwankungsbreite der auftretenden Basiswerte von den älteren Niederterrassenflächen ab (Abb. 29, 30).
3. Eine Zone mit dem Auftreten tiefster Quartärbasiswerte, die dem holozänen Talgrund folgt und deren Basiswerte im Bereich des Flußkilometers 2290 bis 302 m ü. NN, im Raum Deggendorf bis 300 m ü. NN und weiter talabwärts im Raum Arbing - Langkünzing bis auf 297 m ü. NN hinabreichen. Bei Dreivierteln der in dieser Zone niedergebrachten Kernbohrungen liegt die Quartärbasis bei tertiärem Sohlgestein zwischen -10 bis -14 m u. NT3 (Abb. 29).

Da innerhalb der Hochterrassenflächen - vermutlich HT2 (Kap. 5.2.) - die Quartärbasis im Niveau von -3 bis -6 m u. NT3 liegt und daher die Erosionsbasis der Donau vor Aufschotterung der HT2 diese Tiefenlage erreicht hatte, ist die Tieferlegung auf das bereits dem jungquartären Talgrund folgende Basisniveau von -6,5 bis - 10 m u. NT3 als post-HT2-zeitlich in Verbindung mit dem seit dieser Zeit gegen den Vorderen Bayerischen Wald abgedrängten Donaulauf einzustufen.

Eine Parallelisierung mit der UT ist nicht möglich, da deren Terrassenbasis

(Kap. 5.2.) im gleichen Niveau oder höher als die Quartärbasis der HT2 liegt.

Im Gegensatz zur NT1 unterhalb der Isarmündung weisen bereits die höheren Quartärbasiswerte von -3 bis -5 m u. NT3 im Bereich der NT1 oberhalb der Isarmündung auf eine während ihrer Ausbildung ebenfalls hochliegende Erosionsbasis der Donau hin. Dies bestätigte ein sich kurzfristig ergebender Aufschluß im Kiesgrubenareal westlich des Natternbirges (Tab. 37) mit der Tiefenlage der Terrassenbasis der NT1 bei rd. 309 m ü. NN bzw. -3 m u. NT3.

Ein in diesem Raum den NT1-Schotterkörper unterlagernder, bis rd. 307,5 m ü. NN bzw. bis -4,5 m u. NT3 hinabreichender älterer, stark verwitterter Sockelschotter liegt mit seiner Basis im Quartärbasisniveau der zum Talgrundrand hin angrenzenden ÜT- und HT2-Flächen. Infolge seiner intensiven Durchverwitterung mit völlig mürben Malmkalkblöcken und kristallinen Geröllen ist eine Korrelierung mit dem im gleichen Kiesgrubenareal in seinen hangenden Partien aufgeschlossenen, unverwitterten Schotterkörper der ÜT (Abb. 3) ausgeschlossen. Ebenso weisen nach HOMILIUS et al. (1983: 62ff.) auch die hangenden Partien des Hochterrassenschotterkörpers keinerlei Verwitterungseinflüsse auf. Da bezüglich der basalen Schichten der HT und ÜT keine Aufschlußbeobachtungen vorliegen, muß eine genauere stratigraphische Einstufung des älteren Sockelschotter als prä-NT1-zeitlich derzeit offen bleiben.

Während die NT1-Basis – ebenso wie im Regensburger Raum – bei rd. -3 m u. NT3 liegt (Abb. 29), und sie im Raum oberhalb der Isarmündung über einen älteren, bis ins HT2-Quartärbasisniveau hinabreichenden Sockelschotter hinweggreift, weisen die in ihrem Terrassenbereich südlich der Isarmündung auftretenden tieferen Quartärbasiswerte von -8 bis -9 m u. NT3 daraufhin, daß sie auch dort von älteren Sockelschottern der post-HT2-zeitlichen Ausräumungsphase, die zwischen -7 bis -9,5 m u. NT3 reichte, unterlagert wird. Für die zeitliche Einstufung dieser älteren Sockelschotter bildet daher die NT1 einen terminus post quem. Sowohl von ihrer stratigraphischen Position – älter als die NT1 und jünger als die HT2 – wie auch der Tiefenlage ihrer Erosionsbasis bei -7 bis -9,5 m u. NT3 stellen sie ein Pendant zur HT1 im Regensburger Raum dar (Tab. 36), die dort ebenfalls als "HT1-Tiefenrinne" den NT1-Terrassenschotter unterlagert.

Da davon auszugehen ist, daß auch die Tiefenlage der NT2-Terrassenbasis – ebenso wie die der NT1 – nicht wesentlich von der NT2-Basis von rd. -2 m bis -4 m u. NT3 im Regensburg – Straubinger Raum abweicht, sind die innerhalb ihrer Terrassenflächen auftretenden Quartärbasiswerte von -6 bis -9,5 m u. NT3 ebenfalls als Ausdruck einer Unterlagerung durch einen älteren, HT1-zeitlichen Sockelschotter anzusehen (Abb. 30).

Für die NT3 unterhalb der Isarmündung, deren Erosionsbasis im Raum

Regensburg — Straubing in etwa im gleichen Niveau wie die der HT1-Tiefenrinne liegt, spiegelt sich in der anscheinend geringeren Schwankungsbreite ihrer — nach den vorliegenden Bohrungen (Abb. 29) und geoelektrischen Sondierungen von WEINIG (1980) sowie HOMILIUS et al. (1983) — zwischen -8,5 bis -10 m unter NT3 liegenden Quartärbasiswerte eine zweifache räumliche Überlagerung HT1- und NT3-zeitlicher Ausräumung der Talsohle wider.

Von den pleistozänen Terrassen hebt sich der holozäne Donautalgrund durch das überwiegende Auftreten von wesentlich tieferen Quartärbasiswerten zwischen -10 bis -13 m u. NT3 ab. Sie sind Ausdruck einer kräftigen holozänen Tiefenerosion, die — da innerhalb der H1-Terrassenflächen bereits entsprechend tiefe Basiswerte auftreten — mit dem Umbruch von der spätglazialen NT3 zur H1-Terrasse anzusetzen ist. Weitere Hinweise zur Tiefenlage der Terrassenbasis nachfolgender holozäner Umlagerungsphasen sind aus der bzgl. dieser Fragestellung zu geringen Anzahl vorliegender Bohrungen nicht abzulesen. Für die jungholozänen Terrassen im Bereich der Isarmündung weist das Auffinden von 24 anthropogenen Flußfunden im Zeitraum von 1973 - 1981 (nach Ortsakten Denkmalpflegeamt Landshut) in der innerhalb der H6- und H7-Terrasse angelegten Kiesgrube "Im Gries" oberhalb von Niederalteich auf eine Terrassenstapelung hin (s. Kap. 5.3.2.6.) mit:

- liegendem subborealen Sockelschotter, der durch 18 jungneolithisch-frühbronzezeitliche und 2 urnenfelderzeitliche Flußfunde vertreten wird
- und hängendem Schotterkörper der morphologisch ausgebildeten spätmittelalterlichen bis neuzeitlichen H6- und H7-Terrassenflächen, die sich im Fundgut neben zahlreichen Ziegelbrocken in zwei mittelalterlich-neuzeitlichen Fundstücken wiederfinden.

Unterhalb von Niederalteich ist dagegen — bei Annahme einer unveränderten Mächtigkeit ihrer Terrassenkörper — mit der sukzessiven morphologischen Tieferschaltung der holozänen Terrassenoberflächen ebenfalls eine entsprechend tiefere Lage der Terrassenbasis anzunehmen. Vermutlich lagern dann die von ihrer Oberflächenerhebung gegenüber den altholozänen rd. 2 m tieferen jungholozänen Terrassen im Raum Endlau — Langkünzing bereits unmittelbar dem anstehenden Präquartär auf.

Innerhalb der Tiefenlage der quartären Donautalgrundsohle im Bereich und unterhalb der Isarmündung deuten sich somit — auf der Grundlage der vorliegenden Bohrungen (Beilage 16), einer Aufschlußbeobachtung (Tab. 37) und unter Einbeziehung der geoelektrischen Sondierungen von HOMILIUS et al. (1983: Tafel 11, Profil 14-19) — ebenso wie im Donautal zwischen Regensburg

und Straubing drei Phasen mit ausgeprägter Tieferlegung der Talsohle an:

1. Eine mittelpleistozäne (HT1) Erosionsphase bewirkte in beiden Talräumen in den von ihr erfaßten Talsohlebereichen eine Tieferlegung der Erosionsbasis bis auf ca. -6,5 / -9,5 m u. NT3-Niveau .
2. nach Ausbildung der ÜT, NT1 und NT2 – mit ihren vergleichsweise höherliegenden Erosionsbasen – führte eine zweite kräftige Tiefenerosionsphase zu Beginn der spätglazialen NT3-Aufschotterung, in den von ihr erfaßten Talsohlebereichen im Raum Regensburg – Straubing erneut zur Ausräumung der präquartären Talsohle auf -6,5/-9,5 m u. NT3 und im Raum Isarmündung – Künzing, in dem bereits die ältere HT1-Tiefenerosionsphase in etwa denselben Talgrundbereich erfaßte, zur Ausräumung auf -8/-10 m u. NT3.
3. Der Umbruch vom Spätglazial zum Holozän bzw. von der NT3 zur H1-Terrasse führte in beiden Talräumen zur einer weiteren kräftigen Tieferlegung der Donauerosionsbasis auf -10/-14 m u. NT3. Während jedoch im Raum Regensburg – Bogen von der H1- bis zur H4-Terrasse, in den von ihnen erfaßten Auenbereichen eine sukzessive weitere Tieferlegung der Talsohle bis auf -18 m u. NT3 erfolgte, treten im Raum Deggendorf – Künzing keine tieferliegenden Basiswerte auf. Es ist daher entgegen dem Regensburger Raum von einer im Laufe des Holozäns unveränderten oder höherliegenden (s.u.) Holozänbasis auszugehen. Die Ursache dieser deutlich geringeren holozänen Tiefenerosion im Bereich und unterhalb der Isarmündung begründet sich in der mit wesentlich höherem Gefälle einmündenden Isar, die unmittelbar oberhalb der Isarmündung durch Rückstau der Donau und unterhalb der Isarmündung allein durch den hohen, grobklastischen Sedimenteintrag zur Verminderung der Donau-Tiefenerosionsfähigkeit führt.

Im Gegensatz zu den pleistozänen Terrassen, die in beiden Donautalräumen sowohl von der durchschnittlichen Erhebung ihrer Terrassenoberflächen, ihrer maximalen Schotteroberkantenlagen wie auch der Tiefenlage ihrer Terrassenbasen jeweils bezogen auf ein pleistozänes Terrassenniveau – hier die am weitestgehend erhaltene NT3-Oberfläche – fast identische Höhenlagen aufzeigen, unterscheiden sich die holozänen Terrassenbildungen in beiden Talräumen sowohl von ihrer morphologischen Höhenlage im Talgrund wie auch der maximalen Tiefenlage ihrer Quartärbasis.

Inwieweit bezüglich des Basisverhaltens der einzelnen holozänen Umlagerungsphasen weitere Unterschiede zwischen beiden Talräumen existieren, ist zwar zumindest für die jungholozänen Terrassen – wegen ihrer sich ändernden morphologischen Lage im Talgrund unterhalb der Isarmündung – anzunehmen,

kann jedoch aufgrund des Fehlens weiterer entsprechender Aufschlußbeobachtungen und weiterer Bohrungen nicht belegt werden.

5.3.1. Die würmzeitlichen Niederterrassen

Von den tieferen Talhangterrassen, denen die Niederterrassen im westlich der Donau gelegenen Talgrundareal vorgelagert sind (Beilage 15), unterscheiden sie sich morphologisch sowohl durch ihre tiefere Tallage wie auch die ihnen fehlende Lößbedeckung. .

Morphologisch wie auch geologisch setzten sie sich aus drei verschiedenen Einzelterrassen zusammen, die in ihrer Oberflächenerhebung untereinander – unabhängig vom Talbereich ober- oder unterhalb der Isarmündung – konstante Höhenunterschiede von rd. 1 m zwischen der NT3 zur höherliegenden NT2 und rd. 2 – 2,5 m zwischen der NT3 und den noch höher aufragenden NT1-Terrassenflächen aufzeigen.

Als Ausdruck eines konvergierenden unmittelbar oberhalb und eines divergierenden Oberflächengefälles unterhalb der Isarmündung zwischen den pleistozänen Niederterrassen einerseits und den holozänen Terrassen andererseits nehmen die Niederterrassenflächen oberhalb, im Bereich und unterhalb der Isarmündung unterschiedliche Höhenlagen im Talgrund ein.

Während die NT3 – als Bezugsniveau für die pleistozänen Terrassen – oberhalb des Natternberges die holozäne Donauaue noch um fast 2 m Höhe überragt, stellt sie innerhalb des holozänen Isarmündungsbereiches eine morphologische Tiefenzone dar. Unterhalb der Isarmündung hingegen hebt sie sich – mit dem entgegen ihrer fast horizontalen Erstreckung erfolgendem Abtauchen der holozänen Terrassenoberflächen – im Raum Endlau bis rd. 4 m hoch über die jungholozäne Donauaue heraus (Kap. 5.3.).

Als Ursache des je nach Talbereich unterschiedlichen Gefälles ihrer Terrassenoberfläche ist unmittelbar oberhalb der Isarmündung das tiefere Vorfluterniveau der pleistozänen Isar und die auf dieses Niveau sich ausrichtende und einmündende pleistozäne Donau anzusehen. Unterhalb der Isarmündung wurden dagegen die pleistozänen Schmelzwässer der Donau durch den schmalen Engtaleintritt bei Pleinting zurückgestaut.

Infolge des seit dem Hochglazial im Isarmündungsbereich erfolgten, kräftigen Abdrängens der Donau gegen den Mittelgebirgsrand befinden sich großflächig erhaltene ältere Niederterrassenflächen in Leeposition zwischen dem holozänen Donau- und Isartalgrund sowohl unmittelbar oberhalb wie auch unterhalb des Isarmündungskegels. Dort nehmen sie die Hälfte bis zwei Drittel des in diesem Raum 3 km (oberhalb) bzw. 6 km (unterhalb) breiten Donautalgrundes ein (Beilage 15).

Unterhalb des Isarmündungsbereiches haben dagegen die der NT1 nachfolgenden Terrassenbildungen der Donau – mit ihren Lauffixierungen auf den Engtaleintritt bei Pleinting und zum Teil bis an den westlichen Talgrundrahmen ausgreifend

– die NT1 vollständig und die NT2 bis auf einen schmalen, westlichen Talgrundsaum bei Künzing ausgeräumt. Lediglich die NT3, die in beiden Flußtätern direkt dem holozänen Auenbereich angrenzt, ist – abgesehen vom holozänen Isarmündungsbereich – im gesamten Donautalgrund zumindest dieseits oder jenseits des heutigen Flußlaufes mit unterschiedlicher Breitenausdehnung durchgängig erhalten.

5.3.1.2. NT 1

Die NT1 der Donau erstreckt sich nördlich der Isarmündung als max. 1 km breite Terrassenfläche im Raum westlich des Natternberges bis zum Singerhof, wo sie sich mit der in rd. 1,3 km Breite einmündenden NT1 der Isar verzahnt (Kap. 3.3.1.1.). Unterhalb des jungquartären Isarmündungsbereiches sind weitere, inselhafte Relikte im Lee des weit ins Donautal vorgeschobenen spätglazialen und holozänen Isarmündungskegels bei Gilsenöd und Haardorf erhalten.

Alle drei erhaltenen NT1-Terrassenflächen der Donau heben sich in ihren internen Terrassenbereichen mit rd. 2 – 2,5 m ü. NT3 der Donau bzw. mit rd. 1 m gegenüber der meistens unmittelbar talintern angrenzenden NT2 der Donau als höheres Niveau von den jüngeren Donauterrassen ab. Dagegen nimmt die NT1 der Isar bzw. von Isar und Donau im Raum Plattling – Altholz mit den isarwärts angrenzenden jungholozänen Isarterrassen ein annähernd gleich hohes oder geringfügig höheres (z.B. bei Holzschwaig) Oberflächenniveau ein.

Ihr gestreckter, talparalleler Außenrand, der beim Haidhof vom Seitental-schwemmkegel des Rettenbacher Grabens unterbrochen wird, grenzt mit seinem geringfügig tieferliegenden anmoorigen Randsenkenbereich gegen den durchschnittlich 2 – 4 m höheren Stufenrand der ÜT. Da westlich des Natternberges im Raum Stauffendorf – Haidhof der Übergangsterrassenstirn eine Lößbedeckung weitgehend fehlt, sind beide Terrassen dort durch eine lediglich ca. 1 m hohe Stufe gegeneinander abgesetzt. Demgegenüber erfährt der Stufenrand zwischen ihnen durch die der Übergangsterrasse aufgesetzten 1 – 3 m höheren Dünen beim Singerhof, am "Moosbühl" östlich von Moos und bei Haardorf eine kräftige morphologische Verstärkung.

Der ebenen Terrassenfläche der NT1 liegen flußwärts entlang ihrer Terrassenstirn zur NT3 und NT2 beim Primbsenhof bis 2 m höhere Dünen auf, die einerseits eine morphologische Überhöhung des Stufenrandes zu den vorgelagerten, spätglazialen Niederterrassenflächen bewirken, andererseits auf das präholozäne Bildungsalter der NT1 hinweisen.

Während im morphologisch geringfügig tieferen Randsenkenbereich infolge des vom Talrand zuströmenden, hochstehenden Grundwasserspiegels anmoorige Bodenbildungen, z.T. Niedermoore (Tab. 37), vorherrschen, bilden im höherliegenden internen Terrassenbereich weitflächig verbreitete Parabraunerden mit rötlichbraunen Bt-Horizonten den rezenten Oberflächenboden.

Durch Abpumpen des hochstehenden Grundwasserspiegels war im Kiesgrubenareal südlich des Natternberges im Nov. 1986 kurzfristig die NT1 bis zum tertiären Sohlgestein – feinklastisches, hölzerführendes Braunkohlentertiär – aufgeschlossen (Tab. 37). Wie die ca. 20 m lange Aufschlußwand zeigte, baut sich der NT1-Terrassenkörper – ebenso wie im Regensburger Raum – aus einer durchschnittlich 60 cm mächtigen, teilweise schwach skelett-schotterstreifigen Basisblocklage auf. Sie wird im Hangenden von einem 4 – 5 m mächtigen mittelkiesigen, unterschiedlich hohe Fki- und Gki-Anteile führenden, stark sandigen, horizontal geschichteten V-Schotterkörper überlagert. Auf ihm bildete sich – vermutlich im frühen Spätglazial – ein Auenrohboden, wobei es im Wurzelbereich zu intensiver Kalklösung und zur Ausbildung eines rd. 25 – 30 cm mächtigen, mit Wurzelfilz umkleideten Schotteranwitterungshorizontes kam (AhCv-Horizont). Der im Randsenkenbereich der NT1 gelegene Aufschluß zeigte eine diskordante Kappung des Auenrohbodens durch ein in Rinnen eingelagertes, vergleytes Auensediment mit abschließender Naßgley-Bodenbildung. Ein weiterhin hochstehender Grundwasserspiegel führte in diesem Randsenkenbereich der NT1 zur Vermoorung schwacher Muldenpositionen und auf leicht erhöhten Bereichen zur Ausbildung von Pechanmooren. Das Absinken des Grundwasserspiegels in vermutlich (geringe Bodenentwicklung) jungholozäner Zeit führte zur vollständigen Entkalkung der hangenden Deckschichten bis in eine Tiefe von 0,6 – 1,0 m unter Flur.

Die bei ca. 309 m ü. NN bzw. -3 m u. NT3 liegende NT1-Terrassenbasis wird im gesamten Aufschlußbereich von einem 0,6 – 1,5 m mächtigen älteren Sockelschotter unterlagert. Die intensive Durchverwitterung seiner karbonatischen wie auch kristallinen Gerölle – Blöcke von 40 cm Durchmesser ließen sich beinahe wie Lehmschollen durchstechen – ermöglichte eine sichere Abgrenzung beider mit ihrer Basalfazies als Blockschotterpakete unmittelbar aufeinanderliegenden Schotterkörper. Von der Höhenlage seiner Basis bis 307,5 m ü. NN bzw. bis -4,5 m u. NT3 hinabreichend liegt der ältere Sockelschotter im Quartärbasisniveau (Kap. 5.2., 5.3.) der angrenzenden Übergangs- und Hochterrasse. Da die hangenden Schotterpartien der UT und HT (Kap. 5.2.) keinerlei vergleichbare Verwitterungseinflüsse aufweisen, muß seine genauere stratigraphische Stellung als prä-NT1 derzeit offen bleiben.

Bezüglich der zeitlichen Stellung der NT1-Aufschotterung beweist die räumliche Verzahnung der NT1-Terrassenflächen von Donau und Isar beim Singerhof ihre zeitgleiche Ausbildung. Da beide NT1-Terrassen frei von der

Tab. 37: Profil des lithologischen Aufbaues der NT1 der Donau im Isarmündungsbereich

Ort: Kiesgrube Nattenberg West (Na 1)

TK 1 : 25000 : 7143 Deggendorf

R 456702

H 540908

Aufnahmedatum: 1. 11. 86

Geländeposition : Randsenkenbereich der NT1 zur angrenzenden UT

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung : Flur bei ca. 315 m ü. NN

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften	
Ap	30	Lehm, u, h, schwbr, entkalkt	
AhGr	60	Lehm, u, fs*, h*, dgr, entkalkt	
HnAa	95	Niedermoortorf, l, schwbr, entkalkt	Pechanmoor
AhGr	115	Lehm, fs, h", grünlichgrau, entkalkt	
Gr	175	Wechselagerung: Feinsand, l' und Lehm, fs, vereinzelt senkrechte Pflanzenwurzeln, hgrünlichgrau, k	
II AhCv	205	Feinkies, mki, fs*, ausgeprägter die Gerölle umkleidender Wurzelfilz, Kalke kreidig, sehr mürbe, h*, dgr, k	Diak. Schotteranwitterungs- horizont I auf NT1 - V-Schotterkörper
Ckc	235	Mittelkies, fki, ms, hgr, k	
Go	255	Mittelsand, roststreifig, hgbgr, k	
Go	275	Feinkies, mki, gs, roststreifig, hgrgb, k	
C	bis 480 cm :	Wechselagerung aus horizontal geschichteten, stark sandigen Mittelkieslagen mit schwankenden Fki- und Gki-Gehalten	
	bis 510 cm :	Blockschotter (Ø 10 cm Durchmesser), fki, gs, k	residuale Basisblock- lage der NT1
	bis 570 cm :	Blockschotter (Ø 50 cm Durchmesser), gki, gs, skelettschotterstreifig, hgr	
Cv	bis 650/ 750	Blockschotter (Ø 40 cm Durchmesser) gki, mki, fs, Kalke und Gneise völlig mürbe, k	Diak. älterer Sockelschotter
	Basis:	Lehm, fs, glimmerreich, hölzerführend, grünlichgrau, k	Diak. Braunkohlentertär

z.B. auf der Übergangsterrasse noch im Hochwürm anhaltenden, kräftigen Lößsedimentation (Kap. 3.2.) sind, sie jedoch sowohl von ihrem V-Terrassentyp wie auch ihrer entlang der Terrassenstirn z.T. mächtigen Dünenaufwehungen ins Präholozän zu stellen sind, ist anzunehmen, daß ihre Hauptaufschotterung als älteste der drei Niederterrassen der klassischen Hauptniederterrasse entspricht, die in der Literatur zeitlich dem Würm-Hauptvorstoß der Alpenvorlandsvergletscherung gleichgesetzt wird.

5.3.1.2. NT 2

Flußwärts der NT1 vorgelagert, erstreckt sich die NT2 der Donau nördlich der Isar im Raum "Schmidtbauernfall" als schmale, zum Isartal hin auf rd. 750 m Breite zunehmende, donautalparallele Terrassenfläche. Mit einer durchschnittlichen Höhenlage ihrer zentralen Terrassenbereiche bei ca. 312 m ü. NN liegt sie rd. 1 m tiefer als die isaraufwärts angrenzende NT1 und rd. 1 m höher als die donauwärts angrenzende NT3. Dagegen nehmen die sie mit ausgeprägten Mäanderbögen beinahe rechtwinklig kappenden jungholozänen Terrassen der Isar in ihren höheren, zentralen Terrassenbereichen ein in etwa gleich hohes Oberflächenniveau ein.

Im Gegensatz zur sehr ebenen Terrassenfläche der NT1 wird ihre Terrassenoberfläche durch einzelne von der NT3 ausgehende Aurinnen gequert. Als flachmuldige Tiefenzonen bilden sie die natürliche Leitlinie von Entwässerungsgräben wie u.a. dem Natternberger Mühlbach. Infolge des hochstehenden Grundwasserspiegels heben sich die Aurinnen nicht allein morphologisch, sondern auch durch ihre anmoorigen, stark humosen Bodenbildungen bei überwiegender Grünlandnutzung von den ackerbaulich genutzten, durch rotbraune Parabraunerden gekennzeichneten höheren Terrassenbereichen ab.

Innerhalb des Isarmündungskegels von den nachfolgenden holozänen Umlagerungsphasen der Isar vollständig ausgeräumt, ist die NT2 südlich und im Lee des NT3-zeitlichen und holozänen Isarmündungskegels als bis zu 3 km breite, zum Talgrundrahmen mit weit geschwungenen Talrandbögen gegen die NT1 und die UT ausgreifende Terrassenfläche im Raum Thundorf – Aicha erhalten.

Durch eine durchschnittlich 250 m breite, anmoorige Randsenkenzone, die der Kurzflüß- und Poschenlohgraben folgen, von der rd. 1 m höheren NT1 bzw. – infolge aufgesetzter Dünenzüge – um rd. 5 m höheren UT abgesetzt, wird ihr morphologisches Erscheinungsbild durch den Wechsel von breiten, flachmuldigen, talparallelen Aurinnenzügen mit weiten Terrassenebenen, denen

in einzelnen Bereichen bis 1 m höhere Flugsanddecken und Dünen aufgesetzt sind, gekennzeichnet.

Pedologisches Kennzeichen der NT2 in diesem Raum ist die weitflächige Verbreitung rotbrauner Parabraunerden. Lediglich im Bereich der morphologisch tieferliegenden Randsenkzone und innerhalb talrandnah gelegener Aurinnen – wie südlich des "Sauhölzl" – bilden anmoorige Böden infolge des vom Talrand zuströmenden, hochstehenden Grundwasserspiegels den heutigen Oberflächenboden.

Mit einer durchschnittlichen Erhebung ihrer zentralen Terrassenbereiche bei rd. 311 m ü. NN, wobei mit der zur Donauaue hin zunehmenden Aurinnengliederung weite Terrassenbereiche lediglich eine Höhenlage von ca. 310 m ü. NN aufweisen, erhebt sich die NT2 westlich von Thundorf ca. 1 m über die angrenzende NT3 der Isar und östlich von Thundorf bis 2 m über die angrenzende jungholozäne Donauaue.

Talabwärts bildet die NT2 unterhalb von Osterhofen eine schmale, 500 – 850 m breite, der Hochterrasse vorgelagerte Terrassenleiste, die bei Künzing spornartig mit einer Breitenausdehnung von ca. 1,2 km und einer Erhebung von ca. 5 m in die holozäne Donauaue hineinragt. Mit einer durchschnittlichen Erhebung ihrer zentralen, im allgemeinen sehr ebenen Terrassenbereiche in diesem Raum von knapp 311 m ü. NN (TK 1 : 25000, Blatt Nr.7344: Höhenpunkt östlich der Flur "Moos" bei 310,9 m ü. NN, Höhenpunkt 250 m nördlich des Weilers "Angerpoint" bei 310,9 m ü. NN), die sich talabwärts bis Künzing auf ca. 310 m ü. NN (TK s.o.: Höhenpunkte südlich von Künzing zwischen 310,5 und 309,2 m ü. NN) verringert, bildet sie gegenüber der im Talgrund östlich von Altenmarkt angrenzenden NT3 bei ca. 310 m ü. NN eine in etwa 1 m höhere Erhebung.

Ihr langgestreckter, talparalleler Externrand mit seiner 8 – 10 m hohen Steilstufe zur angrenzenden Hochterrasse wird einerseits von den einmündenden Seitenbächen, andererseits östlich von Altenmarkt von einem rd. 250 m breiten, tief in die Hochterrasse eingeschnittenen und die NT2-Terrassenfläche überquerendes Trockental unterbrochen. Da das Trockental als morphologisch deutlich ausgeprägte anmoorige Tiefenzone die NT2 quert, um auf die angrenzende NT3 einzumünden, weist dies daraufhin, daß nach Aufschotterung der NT2 weiterhin Kaltklimabedingungen geherrscht haben. Sie führten zur Wasserführung des heutigen Trockentales und bewirkten eine Zerschneidung der NT2-Oberfläche. Wie die ca. 350 m breite, die NT2 querende anmoorige Tiefenzone nördlich vom "Angerpoint" in talwärtiger Verlängerung des von der Hochterrasse einmündenden Angerbaches zeigt, nahm auch dieser im ausgehenden Spätglazial den direkten Weg zu der in Aufschotterung begriffenen NT3.

Mit Ausbildung der H1-Terrasse verlegte er seine Einmündung in die Donau talabwärts und folgte fortan dem bis 1 m tieferen Randsenkenbereich der NT2, um südöstlich des Weilers "Angerpoint" die NT2-Terrassenstirn durchbrechend in die H1-Nahtrinne einzumünden. Neben diesen drei, die NT2-Oberfläche querenden, anmoorigen Tiefenzonen wird ihre Terrassenstirn östlich der Flur "Moos" zudem von einer Aurinne zerschnitten, die sich ebenfalls durch ihre schwarzen, anmoorigen Bodenbildungen von den rötlichbraunen Parabraunerden der höheren Terrassenbereiche in diesem Raum markant abhebt.

Zeitlich endete die NT2-Aufschotterung – wie ihre postsedimentäre Zerschneidung durch ein Trockental östlich von Altenmarkt (s.o.) zeigt – sicherlich vor dem letztglazialen Kälterückschlag der Jüngeren Tundrenzeit. Sowohl ihre stratigraphische Position im Talgrund als mittlere dreier Niederterrassen, ihre Höhenlage über NT3 und ihr morphologisches Erscheinungsbild als insgesamt ebene, von flachen Aurinnen durchzogene, bereichsweise Dünen und Flugsanddecken aufweisende Terrassenoberfläche sprechen für eine Korrelierung mit der NT2 der Donau im Raum Regensburg – Straubing, deren Aufschotterung nach-hochwürmzeitlich und vor dem Bölling abgeschlossen war (Kap. 4.3.2.1.). Obwohl im Isarmündungsbereich eine direkte räumliche Verknüpfung der NT2-Terrassen beider Flüsse – Infolge nachträglicher Ausräumung – nicht möglich ist, kann jedoch aufgrund ihrer gleichartigen stratigraphischen Lage im Talgrund eine zeitgleiche Bildung an beiden Flüssen angenommen werden.

5.3.1.3. NT 3

Als jüngste der drei ehemals weite Bereiche des Talgrundes einnehmenden Niederterrassen ist die NT3 mit Ausnahme des holozänen Isarmündungskegels durchgängig entweder diesseits oder jenseits, z.T. beiderseits der holozänen Donauaue erhalten.

Oberhalb der Isarmündung begleitet sie die hier in durchschnittlich 1,5 km Breite dem Vorderen Bayerischen Wald direkt angrenzende holozäne Donauaue zum südlichen bzw. südwestlichen Talgrundrand hin als durchschnittlich 500 – 1000 m breite Terrassenfläche, in deren morphologischen und pedologischen Erscheinungsbild sich ihre talabwärts verändernde Höhenlage im Talgrund widerspiegelt.

Oberhalb des Natterner Berges westlich der Flur "Moosteile" überragt die NT3 die nach Norden angrenzende holozäne Donauaue um 1 – 2 m. In ihren morphologisch höheren zentralen Terrassenbereichen bilden rötlichbraune Parabraunerden den heutigen Oberflächenboden, während zur tieferen Randsenke hin,

infolge des vom Talrand zuströmenden hochstehenden Grundwasserspiegels weitflächig Niedermoore als Randsenkenvermooring wie in der Flur "Langes Rotmoos" auftreten. Wenige hundert Meter oberhalb der Autobahntrasse in etwa ab der Flur "Moosteile" zerschneiden – talabwärts zunehmend – mit dem Abtauchen der NT3-Oberfläche zur Isarmündung hin (Kap. 5.3.) bzw. mit der höhenmäßigen Angleichung von holozäner Terrassen- und NT3-Oberflächen-erhebung Hochwasserrinnen die NT3-Terrassenstirn, queren ihre Oberfläche (auch pedologisch durch ihre dunkelbraunen bis schwarzen anmoorigen Bodenbildungen hervortretend) und münden in die morphologisch tiefergelegene NT3-Randsenke ein.

Im Bereich und unterhalb des Natternberges liegt die NT3-Terrassenfläche im holozänen Auenniveau, um unterhalb des Autobahnkreuzes Deggendorf die tiefste Lage im Talquerschnitt mit einer Erhebung von ca. 311 m ü. NN, rd. 1 m tiefer als die holozäne Donauaue im Raum Fischerdorf und ebenfalls rd. 1 m tiefer als der holozäne Isarmündungsbereich einzunehmen. Aufgrund ihrer morphologischen Lage im Überflutungsbereich der Donau wird sie weitflächig von sandig-siltigen Auensedimenten bedeckt mit abschließenden dunkelbraunen, z.T. entkalkten und verbrauchten Auenpararendzinen, wobei in flachmuldigen Rinnenpositionen Pechanmoore und Niedermoore ausgebildet sind (auch: SCHMOTZ et al. 1983). Trotz ihrer morphologisch tiefen Lage im Talgrund finden sich auf der NT3 in diesem Raum Siedlungsreste des mittleren Neolithikums, der Bronze- und der Urnenfelderzeit (s. SCHMOTZ 1983; 1984b). Wie SCHMOTZ (1984b: 17) feststellt, weisen sie auf keinerlei die Siedlungstätigkeit beschränkende Hochwasserprobleme während dieser Zeit hin. Neben der in morphologisch gleich tiefer Talposition auf der H1-Terrasse gelegenen endneolithisch-frühbronzezeitlichen Siedlung bei Öberau (Kap. 4.3.2.1.) liegt hiermit ein zweites größeres vorgeschichtliches Siedlungsareal vor, das für die Zeiten der Siedlungstätigkeit im ausgehenden Atlantikum – Ende Subboreal im Vergleich zu heutigen Verhältnissen eine zumindest in ihren Dimensionen der häufiger überfluteten Talbodenflächen wesentlich schwächer ausfallende Hochwassertätigkeit der Donau und damit evtl. eine tieferliegende Flußbettsohle andeutet. Dem entspricht auch die zeitliche Ausbildung der jüngsten, subborealen Pechanmoorbildungen im Talgrund von Isar und Donau (s. Kap. 3.3.2.1.; Kap. 4.3.2.1.), die innerhalb von Rinnenvermooringen in dieser Zeit das Niedermoorwachstum beenden lassen und daher während ihrer Ausbildung einen zumindest jahreszeitlich deutlich tieferen Grundwasserspiegel belegen.

Während die NT3 der Donau innerhalb des holozänen Isarmündungsbereiches zwischen Deggendorf und Niederalteich fast vollständig ausgeräumt worden ist, ist die NT3 der Isar im Lee der sich im Laufe des Holozäns donauaufwärts verlagernden Isarmündung am südlichen Talgrundrand des jungquartären

Isarmündungskegels erhalten.

Als bis 1 km breite, ebene Terrassenfläche erstreckt sie sich isartalparallel östlich von Moos bei ca. 313 m ü. NN bis zum Kurzflüßgraben bei ca. 310 m ü. NN, wo sie von den donautalabwärts ausgreifenden Mäanderbögen der H1-Isarmündung ausgeräumt wurde. Ihre externe Talrandbegrenzung bildet mit morphologisch deutlich ausgeprägtem Stufenrand, der lediglich im angrenzenden NT1- und NT2-Randsenkenbereich unterbrochen ist, die ca. 4 - 5 m höhere, an der Terrassenstirn ein 2 - 3 m höheres Dünenareal aufweisende UT.

Isartalabwärts schließen sich die um ca. 2 m höhere NT1 und die um ca. 1 m höhere NT2 an, die alle drei aufgrund ihrer donautalparallelen Erstreckung bereits dem Donausystem angehören. Im Auenniveau liegend bildet die NT3 der Isar gegenüber den nach Norden angrenzenden holozänen Auenterrassen eine bis 1 m niedriger liegende Tiefenzone, die infolge des vom Talrand zuströmenden, oberflächennahen Grundwasserspiegels weitflächig von schwarzen Anmooren und Niedermooren bedeckt wird und sich daher auch kulturlandschaftlich mit ihrer Wald- und Wiesennutzung von den angrenzenden weitflächig ackerbaulich genutzten holozänen Auenterrassen abhebt. Nach UNGER (1983a: 72) wurden östlich von Moos früher Niedermoortorfe bis zu einer Mächtigkeit von 3 m abgebaut.

Annähernd in östlicher Verlängerung der NT3-Isarmündung ist die NT3 der Donau jenseits der holozänen Donauaue als bis zu 750 m breite, buchtförmig gegen den tertiären Talrahmen – Hengersberger Tertiärbucht – vorgeifende Talrandleiste unter- und oberhalb von Hengersberg mit einer Erhebung bei ca. 310 m ü. NN erhalten. Talabwärts im Raum Winzer vollständig von den holozänen Umlagerungsphasen der Donau ausgeräumt, bildet sie östlich von Osterhofen eine 1 - 1,5 km breite, von talparallel verlaufenden Aurinnen reliefierte, aber insgesamt sehr ebene Terrassenfläche mit einer durchschnittlichen Höhenlage außerhalb der Aurinnenbereiche bei ebenfalls ca. 310 m ü. NN.

Im Raum Hengersberg eine gleichhohe Lage im Talgrund einnehmend wie die angrenzenden holozänen Auenterrassen hebt sie sich talabwärts – infolge des größeren Oberflächengefälles insbesondere der jungholozänen Terrassen – über die holozäne Aue heraus und erhebt sich im Raum Endlau ca. 4 m über die jungholozäne und ca. 1,5 - 2,5 m über die angrenzende altholozäne Donauaue.

Während der externe NT3-Randsenkenbereich ober- und unterhalb von Hengersberg sowie im Raum Osterhofen durch das vom Talrand zuströmende, oberflächennahe Grundwasser weitflächig von Niedermooren eingenommen wird, im Raum Osterhofen die morphologischen Tiefenzonen der Aurinnen durch die weite Verbreitung schwarzer Anmoore hervortreten, bilden mit Absinken des Grundwasserspiegels zum internen, bis zum Jungholozän im extremen Hochwasserüberflutungsbereich gelegenen, flußnahen Bereich hin Braunerden mit

bis zu 90 cm Entwicklungstiefe auf feinsandig-siltigen Hochflutsedimenten (Tab. 38) den rezenten Oberflächenboden.

Als jüngste würmzeitliche Terrassenbildung ist die NT3 in diesem Raum – in Anlehnung an die NT3 im Raum Regensburg – Bogen und im unteren Isartal – in den Zeitraum Bölling bis ausgehendes Spätglazial mit ihrer Hauptaufschotterung in die Jüngere Tundrenzeit zu stellen.

Tab. 38: Bodenprofil " Auenbraunerde auf holozänen Hochflutsedimenten auf der NT 3 der Donau "

Ort: Hausaufschluß am südlichen Ortsrand von Hengersberg

TK 1 : 25000 : 7244 Osterhofen **R** 457758 **H** 540332

Aufnahmedatum: 3.12.85

Geländeposition : zentraler NT3-Bereich

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	30	Av 387	15	Lehm, u, fs", h, dbr, entkalkt
		Av 386	30	
AhBv	35	Av 385	35	Lehm, u, h', gbbr, entkalkt
Bv	50	Av 384	50	Lehm, u, gbbr, entkalkt
Bv	65	Av 383	65	Feinsand, u, l, gbbr, entkalkt
Bv	80	Av 382	80	Feinsand, u, l', gbbr, entkalkt
CkcGo	100	Av 381	100	Wechselagerung: Fs, u und Ms, fs , mm-große Kalkpigmente, k
Go	> 105			Grobsand, ms, roststreifig, hgrgb, k

Analysedaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)	C (%)
Av 387	0,0	3,35
Av 386	0,0	1,81
Av 385	0,0	0,92
Av 384	0,0	0,36
Av 383	0,0	—
Av 382	0,0	—
Av 381	17,7	—

5.3.2. Die holozänen Auenterrassen

Während sich die Niederterrassen von den tieferen Talhangterrassen (HT, UT) sowohl durch ihre morphologisch tiefere Tallage wie auch die ihnen fehlende Lößbedeckung unterscheiden, stellen die den Niederterrassen zeitlich nachfolgenden holozänen Auenterrassen von ihrer Morphologie, ihren Dimensionen und ihrem Innenbau her andere Terrassentypen dar.

Ebenso wie innerhalb der bereits beschriebenen Talabschnitte von Isar und Donau setzen mit der H1-Terrasse die ersten kräftigen Mäanderbögen ein. Sie dokumentieren den Umbruch in der Talgeschichte beider Flüsse von den ehemals weitflächig sich erstreckenden, durch einen breitbettigen, weitverzweigten Fluß horizontal aufgehöhten würmzeitlichen V-Terrassen zu den mit der Mäanderverlagerung eines Hauptstromstriches lateral gewachsenen, großbogig schräggeschichteten, von primären Aurinnen durchzogenen, in schmalen Leisten oder ausgeprägten Mäanderbögen mehr oder minder mosaikartig den heutigen Flußlauf begleitenden holozänen L-Terrassen.

Wie in Kap. 5.3. dargestellt, hebt sich die holozäne Donauaue durch ihre bei tertiären Sohlgestein meist deutlich tieferliegende Quartärbasis von den älteren Terrassenbildungen ab.

Wie in den übrigen Talabschnitten von Isar und Donau ebenfalls aus sieben holozänen Einzelterrassen zusammengesetzt, lassen sich im Bereich und unterhalb der Isarmündung sowohl vom flächenmäßigen Anteil der holozänen Aue am Talgrund insgesamt, als auch der räumlichen Verbreitung ihrer Einzelterrassen (Beilage 15) drei verschiedene Talabschnitte unterscheiden:

1. Der holozäne Isarmündungsbereich, der bis zum heutigen Donaulauf flächenmäßig fast ausschließlich aus Isarterrassen aufgebaut ist und dessen holozäne Einzelterrassen als Reihenterrassen in annähernd zonaler, isarparalleler Anordnung von der ältesten talrandnahen H1-Terrasse im Süden bis zur jüngsten, die Isar als Hochflutbett begleitenden H7-Terrasse im Norden aufeinanderfolgen.
Infolge der sich in dieser annähernd zonalen Anordnung unterschiedlich alter holozäner Terrassenflächen widerspiegelnden donauaufwärtigen Verlagerung der Isarmündung im Laufe des Holozäns sind die würmzeitlichen Talgrundflächen sehr stark ausgeräumt, so daß der holozäne Auenbereich ca. zwei Drittel des jungquartären Isarmündungsbereiches einnimmt.
2. Das dem holozänen Isarmündungsbereich vorgelagerte und angrenzende Donautal im Raum Deggendorf – Aicha, innerhalb dessen die holozäne Donauaue – talabwärts mit zwischengeschalteter NT3-Talrandleiste –

direkt dem Anstieg zum Vorderen Bayerischen Wald vorgelagert ist. Von der einmündenden Isar gegen den Mittelgebirgsrand abgedrängt, nimmt die holozäne Donauaue lediglich einen 1,5 - 2,5 km breiten Talraum ein, so daß beiderseits - insbesondere im Leeschatten - des weit ins Donautal vorspringenden holozänen Isarmündungsbereiches über die Hälfte des Talgrundes aufbauend würmzeitliche Niederterrassen erhalten sind. Infolge der sich im Laufe des Holozäns donauaufwärts verlagernden Isarmündungen wurde es der Donau unterhalb der Isarmündung ermöglicht, stärker gegen den westlichen Talgrundbereich auszugreifen. Unterhalb der heutigen Isarmündung im Raum Niederalteich - Aicha ist daher ebenfalls eine in etwa talparallele Zonierung verschieden alter holozäner Terrassenflächen ausgebildet: von der ältesten H1-Terrasse im östlichen Talgrundbereich bis zum heutigen Donaulauf und den ihm annähernd folgenden jungholozänen (H4 - H7-Terrasse) Mäanderbögen im Westen.

3. Im Donautalabschnitt unterhalb von Aicha bis Künzing zeigt sich eine gegenläufige Bewegung mit im Laufe des Holozäns zunehmender Verlagerung der Donau gegen den östlichen Mittelgebirgsrand. Daher sind dort in ebenfalls annähernder talparalleler Zonierung die altholozänen Terrassen im westlichen Talgrundbereich erhalten, und die jungholozäne Donauaue ist unmittelbar oder von einer schmalen NT3-Talrandleiste getrennt dem Mittelgebirgsanstieg vorgelagert. Mit 3 - 4,5 km Breite und gekennzeichnet durch zahlreiche weit gegen den Talrand ausgreifende Mäanderbögen nehmen die holozänen Auenterrassen in diesem Raum ca. 70 % des Donautalgrundes ein. Das unterschiedliche Oberflächengefälle der einzelnen holozänen Terrassenbildungen im Donautalbereich Isarmündung - Pleintingener Engtaleintritt wirkt sich in diesem Talabschnitt in einer unterschiedlichen morphologischen Erhebung der einzelnen Terrassenflächen aus. Während sie einschließlich der NT3 im Raum Niederalteich - Aicha als Reihenterrassen durch ein in etwa gleichhohes Oberflächenniveau gekennzeichnet sind und von ihrer Höhenlage im Talgrund im extremen Hochwasserüberflutungsbereich liegen, bilden sie - talabwärts morphologisch zunehmend stärker ausgeprägt - eine mehrgliedrige Terrassentreppe von der am höchsten liegenden und seit dem Jungholozän weitgehend hochwasserfreien NT3 über die jeweils tiefer gestaffelten und seit dem Jungholozän lediglich im extremen Hochwasserüberflutungsbereich liegenden H1-, H2- und H3-Terrasse bis zur in etwa im gleichen Oberflächenniveau liegenden und vor der Donaukorrektur von periodischen Hochwasserüberflutungen betroffenen jungholozänen (H4- bis H7-Terrasse) Aue.

5.3.2.1. H 1 - Terrasse

In allen drei Talabschnitten der beinahe horizontal sich erstreckenden, von einzelnen vermoorten Hochwasserrinnen durchzogenen NT3 vorgelagert und mit kräftigen Mäanderbögen gegen sie vorgreifend, unterscheidet sich die H1-Terrasse von der NT3 morphologisch durch ihre von primären Aurinnen gegliederte und zur Nahrinne hin abfallende Terrassenoberfläche. Innerhalb des Isarmündungskegels die NT3 in ihren zentralen Terrassenbereichen um ca. 1 - 2 m überragend, bildet die H1 mit ihr unterhalb der Isarmündung eine von der Oberflächenerhebung in etwa gleichhohe Reihenterrasse, um unterhalb von Aicha ein ca. 1 - 1,5 m tieferes Niveau einzunehmen, das sich entlang seines ca. 1 m tieferen Nahrinnenbereiches mit einem bis 3 m hohen Stufenrand als markante morphologische Grenze von der NT3 abhebt.

Der Auenboden auf stark kalkhaltigen Hochflutsedimenten stellt in allen drei Talabschnitten eine vermutlich sekundär wieder aufgecalcite Auenschwarzerde-Braunerde mit schwarzbraunem A-Horizont, dessen humushaltiger AhBv-Horizont bis max. 80 cm unter Flur reicht (Tab. 39). Ein an seiner Basis ausgebildeter kräftiger Kalkanreicherungs-horizont (Ckc-Horizont) durchsetzt mit mm-großen Kalkpigmenten weist auf seine kräftige, ehemals vermutlich völlige Entkalkung.

In morphologischen Rinnenpositionen treten in allen drei Talabschnitten verbreitet schwarze Pechanmoore auf, wobei diese auf der H1-Terrasse der Isar weitflächig ausgebildet sind und dort in den morphologisch höhergelegenen zentralen Terrassenbereichen meist bei geringmächtiger Auenmergelbedeckung - nach Handbohrungen - in stark humose Auenschwarzerden übergehen.

Bezüglich ihrer Alterstellung weisen aus diesem Talabschnitt drei auf ihrer Terrassenfläche liegende vorgeschichtliche Fundstellen (Beilage 15) - eine Bronzenadel, die beim Aushub des Kugelstätter Grabens gefunden wurde (Ortsakten Denkmalpflegeamt Landshut; FOLGER 1954: 38), ein frühbronzezeitliches Depot südlich von Ponau (SCHMOTZ 1984c) und hallstattzeitliche Gefäßscherben einschließlich eines römischen Münzfundes bei Langkünzing (FOLGER 1954: 42) - auf ihre altholozäne Stellung. In Anlehnung an die absolute Altersdatierung der H1-Terrasse im Isarengtal (Kap. 3.2.2.1.) ist daher ebenfalls eine präboreale/boreale Zeitstellung anzunehmen.

Tab. 39: Bodenprofil " Auenschwarzerde-Braunerde auf stark kalkhaltigen Hochflutsedimenten auf der H1-Terrasse der Donau "

Ort: Kiesgrube Langburg Nord

TK 1 : 25000 : 7344 Pleinting

R 457840

H 539490

Aufnahmedatum: 6.4.86

Geländeposition : zentraler H1-Terrassenbereich

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	40	lehm, u, fs', h, schwbr, k
AhBv	80	Lehm, u, fs', h', br, k
SCkc	115	Feinsand, l', mm-große Kalkpigmente, pseudovergleyt', hgr, k
II C	125	Grobkies, mki, gs, hgr, k
Go	150	Grobkies, mki, gs, stark rostgebändert, k

5.3.2.2. H 2 - Terrasse

Sie schließt sich oberhalb von Aicha im gleichen Oberflächenniveau und durch eine kräftige Nahrinne abgesetzt flußwärts an die H1-Terrasse an. Unterhalb von Aicha im Raum Arbing - Langkünzing liegen ihre zentralen Terrassenbereiche dagegen ca. 0,5 - 1 m tiefer.

Ebenso wie auf der H1-Terrasse wird ihr externer Nahrinnenbereich durch die weite Verbreitung schwarzer Anmoore gekennzeichnet. Mit der morphologisch höheren Lage der zentralen Terrassenbereiche im Talabschnitt unterhalb von Aicha gehen sie in verbrauchte Auenschwarzerden (Tab. 40) und dunkelbraune Auenbraunerden über, deren intensive Entkalkung sich in einem liegenden, durchschnittlich 25 - 35 cm mächtigen Kalkausfällungshorizont (Ckc-Horizont) manifestiert. Im flußwärtigen bzw. in stärker von jüngeren Hochflutsedimenten betroffenen Bereichen finden sich als rezente Oberflächenböden zum Teil auf zweigliedrigem Auenmergel (Tab. 41) alle Übergänge von sekundär schwach aufgekalkten Braunerden zu Braunerde-Pararendzinen (Tab. 42) mit einer durchschnittlichen Tiefenlage der Bv-Unterkanten zwischen 60 - 80 cm unter Flur bis zu kleinräumig verbreiteten verbrauchten Pararendzinen (Tab. 43).

Im Donautalabschnitt Isarmündung - Aicha, in dem die H2-Terrasse von ihrer Höhenlage im Talgrund bis in die jüngste Vergangenheit im periodischen Hochwasserüberflutungsbereich lag, bilden - nach Handbohrungen - stark kalkhaltige Braunerde-Pararendzinen mit dunkelbraunem A-Horizont und intensiv verlehnten, in Abhängigkeit von der Tiefenlage des liegenden Go-Horizontes zwischen 60 - 80 cm unter Flur reichende Bv-Horizonte die weitverbreitete maximale Auenbodenentwicklung.

Entkalkte bzw. sekundär schwach aufgekalkte Auenbraunerden konnten bisher in diesem Raum trotz zahlreicher Handbohrungen nicht gefunden werden. Es ist daher anzunehmen, daß die stärkere Entkalkung der maximalen Bodenentwicklung auf der H2-Terrasse im Raum unterhalb von Aicha auf ihre dortige, seit Ausbildung der 2 - 2,5 m tieferliegenden H4-Terrasse wesentlich geringere Hochwasserbeeinflussung zurückzuführen ist.

Auf dem stark karbonatgeröllführenden Schotterkörper der zentralen H2-Terrassenbereiche der Isar finden sich bei geringmächtiger Auenmergelbedeckung dunkelbraune Auenrendzinen mit liegendem Schotteranwitterungshorizont. Bei stärkerer Auenmergelbedeckung bilden auch hier stark kalkhaltige Braunerden-Pararendzinen mit dunkelbraunem A-Horizont die maximale Auenbodenentwicklung.

Der großbogig schräggeschichtete Schotterkörper der H2-Terrasse ist derzeit in der Kiesgrube nördlich von Langkünzing bis zum Grundwasserspiegel aufgeschlossen. Nach Auskunft des Kiesgrubenbetreibers werden beim Kies-

Tab. 40: Bodenprofil " verbrauchte Auenschwarzerde auf stark kalkhaltigen Hochflutsedimenten auf der H2-Terrasse der Donau "

Ort: aufgelassene Kiesgrube südl. Arbing

TK 1 : 25000 : 7344 Pleinting

R 457840

H 539566

Aufnahmedatum: 6.4.86

Geländeposition : zentraler H2-Terrassenbereich

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	25	Lehm, fs, h, schwbr, k
Ah	45	Lehm, fs, h, schwbr, k
Bv	75	Feinsand, l, gbbr, k
Cv	95	Feinsand, u, l', hbrgb, k
II Ckc	120	Mittelkies, fki, skelettschotterstreifig, 10 cm-starke Kalkkrusten, hgr, k
C	140	Mittelkies, gki, gs, hgr, k

Tab. 41: Bodenprofil " Auenbraunerde auf fossiler Auenbraunerde-Pararendzina auf der H2-Terrasse der Donau "

Ort: Kiesgrube Langkünzing Nord

TK 1 : 25000 : 7344 Pleinting

R 457964

H 539489

Aufnahmedatum: 6.4.86

Geländeposition : Terrassenstirn der H2-Terrasse

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	30	Av 498	15	Feinsand, ms', l', vereinzelt Fki-Mki, l', h, dbr, k' zum Liegenden entkalkt
Bv	60	Av 497	30	
		Av 496	45	Feinsand, ms', l', gbbr, entkalkt
		Av 495	60	
II fAh	75	Av 494	70	Feinkies, mki, gs, l', h, ——— Disk.
		Av 493	75	dbr, entkalkt
Bv	95	Av 492	95	Mittelkies, fki, gs, vereinzelt mürbe Karbonatgerölle, hgbb, k"
Ckc	135	Av 491	135	Mittelkies, fki, gs und Skelettschotter aus: Mki, fki mit kräftigen Kalkumkrustungen, k
C	160	Av 490	150	Mittelkies, fki, ms, hgr, k

Analysedaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)
Av 498	3,5
Av 497	3,4
Av 496	0,9
Av 495	0,0
Av 494	0,0
Av 493	0,0
Av 492	0,4
Av 491	23,8
Av 490	10,7

Tab. 42: Bodenprofil " Auenbraunerde - Pararendzina auf stark kalkhaltigen Hochflutsedimenten auf der H2-Terrasse der Donau "

Ort: Kiesgrube Langkünzing Nord

TK 1 : 25000 : 7344 Pleinting

R 457942

H 539478

Aufnahmedatum: 7.4.86

Geländeposition : morphologisch schwach ausgeprägte Aurinne

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	30	Lehm, fs, vereinzelt Fki, h, dbr, k
Bv	60	Lehm, fs, gbbr, k
Ckc	70	Feinsand, l", bis 1 cm-große Kalkkonkr., hbrgr, k
GoCkc	95	Mittelsand, sehr schwach rostgebändert, bis 5 cm-große, plattige Kalkkonkretionen, k
Gor	105	Feinsand, u, l', schwach roststreifig, hgr, k
C	110	Mittelsand, fki", hgr, k
	170	Mittelsand, zahlreiche Fki-Schnüre, hgr, k
II C	330	großbögig schräggeschichteter, stark grobsandiger H2-Schotterkörper

Gw bei 3,3 m unter Flur

Tab. 43: Bodenprofil " verbrauchte Auenpararendzina auf jungholozänen Hochflutsedimenten auf der H2-Terrasse der Donau "

Ort: Kiesgrube Langkünzing Nord

TK 1:25000: 7344 Pleinting

R 457934

H 539478

Aufnahmedatum: 7.4.86

Geländeposition: sekundäre Aurinne

Nutzung: Ackerland

Horizontbeschreibung:

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	35	Lehm, fs, vereinzelt Fki, h, dbr, k
Cv	75	Feinsand, ms', l', gbbr, k
C	90	Mittelsand, fs', hgr, k

bis 155 cm unter Flur stark kalkhaltige Hochflutsedimente
bis 300 cm unter Flur hölzerführender H2 - Schotterkörper

Gw bei 3,0 m unter Flur

abbau häufiger ganze Baumstämme geborgen, von denen bisher jedoch kein Holzstück vor seiner Wiederverschüttung im Zuge der den Kiesabbau begleitenden Rekultivierungsmaßnahmen gerettet werden konnte. In der auf der H2-Terrasse niedergebrachten Bohrung 45 (Beilage 16) nordöstlich von Niederaltich wurden Hölzer in 4,6 m und 5,4 m unter Flur nahe der Quartär- bzw. Holozänbasis (bei 6,25 m unter Flur) erbohrt, die im Bohrbericht als Eichenhölzer angesprochen werden.

Während die Bergung eines Holzes aus dem rannenführenden H2-Schotterkörper der Donau bisher nicht möglich war, liegt ein Holz aus dem H2-Schotterkörper der Isar – derzeit noch aufgeschlossen in der Ksg. westlich von Kugelsatt – vor, dessen noch vorzunehmende Datierung einen ersten Hinweis bezüglich der absoluten Altersstellung der H2-Terrasse in diesem Raum erwarten läßt.

Deutet bereits die intensivere Bodenentwicklung auf eine ältere holozäne Stellung der H2-Terrasse auch in diesem Talabschnitt hin, so bildet die auf ihrer Terrassenfläche bei Arbing nachgewiesene römische Siedlung (nach FOLGER 1954: 48) einen terminus post quem. Da auf ihren Terrassenflächen schwarze Pechanmoorbildungen auftreten, weisen sie wie in den bereits beschriebenen Isar- und Donautalabschnitten auf eine altholozäne, präsubboreale Altersstellung der Terrasse. In Anlehnung an die absolute Altersdatierung der H2-Terrasse im Isarengtalbereich wird sie daher ebenfalls als Ergebnis der atlantischen Umlagerungsperiode eingestuft.

5.3.2.3. H 3 - Terrasse

Meist unmittelbar an die H1- oder H2-Terrasse flußwärts angrenzend, seltener aber auch mit kräftigen bis an den holozänen Auenrand ausgreifenden Mäanderbögen beide Terrassen ausräumend, unterscheidet sich die H3 von den älteren holozänen Terrassen neben ihrer eigenständigen morphologischen Stellung im Talgrund und ihrer im Talabschnitt unterhalb von Aicha ca. 0,5 - 1 m tieferen Lage der zentralen Terrassenbereiche durch das Fehlen schwarzer Auenböden. Die Bodencatena schwarze Anmoore in Rinnenpositionen und Auenschwarzerden in morphologischen Hochpositionen konnte hier – ebenso wie auf den H3-Terrassenflächen in den vorhergehend beschriebenen Talräumen von Isar und Donau – bisher nicht beobachtet werden.

Weitverbreitete und maximale Auenbodenentwicklung bildet auf ihr in Hochpositionen eine Braunerde-Pararendzina mit dunkelbraunem A-Horizont und stark verlehmttem, bis maximal 70 cm unter Flur reichenden Bv-Horizont auf sandig-siltigen Hochflutsedimenten. Während der Bv-Horizont im Talab-

schnitt Isarmündung – Aicha stark kalkhaltig ist, ist er unterhalb von Aicha mit der morphologisch höheren Talposition der H3-Terrassenflächen kräftig entkalkt (Tab. 44).

Folgende aus dem Schotterkörper der H3-Terrasse geborgene vorgeschichtliche Gewässerfunde sowie die ^{14}C - Datierung eines von mehreren aus dieser Terrasse vorliegenden Holzfunden weisen auf ihre subboreale bzw. jungneolithisch/bronzezeitliche Anlage:

- im Kiesgrubenareal der H3-Mäanderbogens der Isar, 300 m nordwestlich von Forstern wurde beim Kiesabbau ein bronzezeitliches Schwert gefunden (VERH.HIST.VEREIN NIEDERBAYERN, 102, 1976: 53; HOCHSTETTER 1980: 116)
- die ^{14}C - Datierung eines aus den hangenden Schotterpartien der H3-Terrasse der Donau geborgenen Holzes im Kiesgrubenareal westlich von Kugelsatt (die Ksg. liegt im Grenzbereich der H2 der Isar zur H3-Terrasse der Donau) ergab ein Alter von 3430 ± 115 a. BP (Hv 14142).
- im externen H3-Terrassenbereich südlich von Gundelau wurde beim Bau des Hengersberger Ohe-Ableiters auf dem in 3 m Tiefe anstehenden Fels eine jungneolithische Axt gefunden (Ortsaktenarchiv Denkmalpflegeamt Landshut: Gde. Altenufer; SCHMOTZ 1984a; 1984c).

5.3.2.4. H 4 - Terrasse

Von den nachfolgenden Umlagerungsphasen der Donau sehr stark ausgeräumt, ist die H4 häufig lediglich relikthaft als schmaler Terrassenstreifen oder als gegen den Talrand ausgreifender Mäanderbogen erhalten, so: südlich von Seebach, südlich der Flur "Gundelau" und mit flächenmäßig größerer Ausdehnung im H4-Mäanderbogen zwischen Langkünzing – Künzing .

Allein im unmittelbaren Isarmündungsbereich zwischen Maxmühle und Grieshaus nimmt ihre Terrassenfläche – infolge der im nachfolgenden Jungholozän sich weiter donauaufwärts verlagernden Isarmündung – einen 400 - 800 m breiten, von einem ausgeprägten, wenig verfüllten Paläoflußbett durchzogenen Terrassenstreifen ein. Der Verzahnungsbereich der H4-Terrasse von Isar und Donau liegt ca. 400 m westlich des Grieshauses.

Von den älteren holozänen Terrassen durch ihre im allgemeinen morphologisch kräftig ausgeprägte, tieferliegende Nahrinne mit extern sich anschließendem Stufenrand deutlich abgesetzt, unterscheidet sie sich im Raum unterhalb von Aicha von ihnen zudem durch ihre tiefere morphologische Lage im Talgrund.

Tab. 44: Bodenprofil " Auenbraunerde-Pararendzina auf stark kalkhaltigen Hochflutsedimenten auf der H3-Terrasse der Donau "

Ort: Kiesgrube westlich Endlau

TK 1 : 25000 : 7344 Pleinting

R 457924

H 539542

Aufnahmedatum: 30.8.86

Geländeposition : zentraler H3 - Terrassenbereich

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Proben Nr.	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	25	Av 489	10	Lehm, fs, u, Fki-Mki-führend, h, dbr, k'
		Av 488	25	
SBv	60	Av 487	45	Lehm, fs, u', vereinzelt mm-große Fe-Mn-konkretionen, k'
		Av 486	60	
Ccv	80	Av 485	80	Feinsand, l, hgbb, k
Cvc	100	Av 484	100	Feinsand, l', hbrgb, k
II Cv	125	Av 483	125	Mittelkies, gki, gs, hgrbr, k'
Go	140	Av 482	140	Mittelsand, fs, roststreifig, hgbr, k

Analysedaten:

Pr.-Nr.	Karb.(%)
Av 489	6,4
Av 488	6,7
Av 487	4,2
Av 486	2,6
Av 485	31,4
Av 484	48,5
Av 483	2,8
Av 482	49,2

Im Gegensatz zu den älteren holozänen Terrassen mit ihren stärker verwitterten Bodenbildungen finden sich in höher gelegenen zentralen H4-Terrassenbereichen lediglich verbraunte und sehr schwach verlehnte Auenpararendzinen. Wie zahlreiche, in diesem Bereich niedergebrachte Handbohrungen zeigten, reicht der verbraunte und sehr schwach verlehnte, stark kalkhaltige, hellbraungelbe Cv-Horizont bei durchschnittlich 25 - 30 cm mächtigen, stark kalkhaltigen, braunen bis gelbbraunen A-Horizont bis in eine Tiefe von 55 - 65 cm unter Flur.

Jünger als die subboreale H3-Terrasse und älter als die auf ihr liegenden früh- und hochmittelalterlichen Siedlungsgründungen (Tab. 45) Niederalteich (741), Zainach (vor 1464), Kasten (1143), Piflitz (1349) liegen aus diesem Talabschnitt folgende Hinweise auf eine eisen-/römerzeitliche Zeitstellung der H4-Terrasse vor:

1. Die ^{14}C - Datierung einer Ranne aus der im externen H4-Terrassenbereich westlich Altenufer gelegenen Kiesgrube ergab ein Alter von : 2115 ± 55 a. BP (Hv 14141) bzw. ein dendrochronologisch kalibriertes Alter (nach STUIVER & BECKER 1986) von 455 - 285 v. Chr..
2. Bezüglich des weit gegen Künzing vorgreifenden H4-Mäanderbogens weist die Lebensbeschreibung des Hl. Severin aus der zweiten Hälfte des 5. Jhdts. n. Chr. (in: NOLL 1963: 78ff.) mit der Beschreibung der topographischen Lage des spätantiken römischen Kastells von Künzing ("Quintanis") am Donauufer und unmittelbar südlich des Angerbaches ("Businca") gelegen daraufhin, daß der externe H4-Mäander noch im 5. Jhdrt. n. Chr. von der Donau durchflossen wurde. Durch die hochwasserführende Donau zurückgestaut, konnte daher der Angerbach - wie in der Lebensbeschreibung des Hl. Severin dargestellt - einige Teile des in der Ebene angelegten, spätromischen Kastells überfluten.

5.3.2.5. H 5 - Terrasse

Weitgehend dem heutigen Donautal folgend ist die H5 neben schmalen Terrassenleisten mit großflächigen Mäanderbögen in der Flur "Scheibe" oberhalb und in der Flur "Gundelau" unterhalb von Niederalteich sowie in der "Herzogau" östlich von Künzing erhalten.

Ein ebenfalls größeres Areal nimmt sie im Raum Zainach - Ottach ein, wo ihre ehemals zusammenhängende Terrassenfläche durch einen spätmittelalterlichen Nebenarm der Donau zweigeteilt wurde. Die Kartierung der Terrassenflächen in diesem Bereich ist in zahlreichen Handbohrungen durch ihre Boden-

Tab. 45: Orts- und Flurnamen und ihre erste urkundliche Erwähnung in der Donauaue zwischen Deggendorf und Hofkirchen

Tk 1 : 25000 Ort / Flur		
7244	Aichet	um 1760
7244	Altenufer	vor 1258
7344	Arbing	1349 * römerzeitliche Siedlungsfunde ***
7344	Endlau	1349 **
7143	Fischerdorf	13. Jhdrt. Gründung durch Deggendorfer Fischer
7243	Isarmünd	Ende 13. Jhdrt., Isergemind **
7244	Kasten	1143, Kirche v. Kasten im 15. Jhdrt. nach Arbing verlegt *
7344	Langburg	1255 **
7344	Langkünzing	hallstatt- u. römerzeitliche Funde ***
7344	Lenau	1269 ** 1320 Viehhof *
7344	Mühlau	vor 1568 *
7244	Niederalteich	741
7244	Ottach	1349 **
7244	Ponau	1809
7244	Roßfelden	1247
7243	Sammern	um 1273 *
7344	Schnelldorf	1349 **
7244	Zainach	vor 1464 **
7244	<i>Gundlau</i>	1344 Wildbann f. Niederalteich, 1585 Klostergutshof
7344	<i>Herzogau</i>	1343 in dez herzogen Awen *
7344	<i>Piflitz</i>	1349 Piflis (umflossenes Land) *

Quelle: ROSE 1971 * APIAN 1566 in: Oberbayerisches Archiv, 39, 1880
 * WILD 1968
 ** JUNGSMANN-STADLER 1972 *** KLÄMPFL 1855
 *** FOLGER 1954

befunde belegt.

Im Isarmündungsbereich schließt sich die H5-Terrasse donauaufwärts unmittelbar an die H4-Terrasse an, wobei erstmalig auch nördlich des heutigen Isarlaufes kleinere Terrassenflächen ober- und unterhalb der Schwaig-Isar aufgrund ihrer geringen Bodenentwicklung in Form schwach verbrauchter Auenpararendzinen (s.u.) auf stark kalkhaltigen Hochflutsedimenten als H5-zeitlich einzustufen sind.

Im gesamten Talabschnitt als Reihenterrasse im gleichen Oberflächenniveau wie die H4-Terrasse gelegen, jedoch häufiger von kräftigen Aurinnen, die ein lebhafteres jüngeres Relief zeigen, durchzogen, unterscheidet sich die H5-Terrasse von jener und den älteren Terrassen besonders durch ihre deutlich geringere Bodenentwicklung (Tab. 46). Von mehr als 1 m mächtigen, stark kalkhaltigen Hochflutsedimenten überdeckt, bilden in ihren höheren zentralen Terrassenbereichen – nach zahlreichen flächendeckenden Handbohrungen – schwach verbrauchte, stark kalkhaltige Auenpararendzinen mit durchschnittlich 20 cm mächtigen graubraunen A-Horizont und einem liegenden hellbraungelben, ebenfalls stark kalkhaltigen, bis 40 cm unter Flur reichenden Cv-Horizont den rezenten Oberflächenboden.

Jünger als die eisen-/römerzeitliche H4-Terrasse und älter als die erste urkundliche Erwähnung ihrer Terrassenfluren "Gundelau" (1344) und "Herzogau" (1343), sowie der auf ihr liegenden Siedlungsgründungen "Isargmünd" (um 1320) und "Ottach" (um 1349) ergaben drei Eichenrannen aus den beiden Kiesgrubenarealen in der Flur "Gundelau" südlich von Altenufer folgende ^{14}C - Alter:

- Hv 14140 : 1250 ± 80 a. BP bzw. dendrochronologisch kalibriertes Alter (STUIVER & BECKER 1986) von 660 - 890 n. Chr.
- Hv 14139 : 1065 ± 80 a. BP bzw. 790 - 1005 n. Chr. (kal.)
- Hv 14138 : 1050 ± 80 a. BP bzw. 885 - 1035 n. Chr. (kal.)

Die Ausbildung der H5-Terrasse, in deren Schotterkörper abgerollte Ziegel (z.B. Ksg. Gundelau) auftreten, ist somit auf einen Zeitraum von nachrömisch und vor Beginn des 14. Jhdts. einzuengen und als früh- bis hochmittelalterliche Terrassenbildung anzusehen.

Ebenso wie im Straubinger Raum das Kloster Oberalteich von 1343 - 44 n. Chr. einen H5-zeitlichen Donaumäander durchstoßen bzw. vermutlich einen bereits vorhandenen Durchbruch (s. Kap. 4.3.2.3.) ausgebaut hat, grub nach KLÄMPFL (1855: 101) auch das Kloster Niederalteich von 1343 - 1353 der das Kloster bedrohenden Donau ein neues Bett. Zumindest im Bereich dieser beiden Klöster

hat somit der Mensch bereits in dieser frühen Zeit direkt in das Flußgeschehen der Donau eingegriffen.

Tab. 46: Bodenprofil " verbrauchte Auenpararendzina auf stark kalkhaltigen Hochflutsedimenten auf der H5-Terrasse der Donau "

Ort: Kiesgrube Mühlau

TK 1 : 25000 : 7344 Pleinting

R 458175

H 539600

Aufnahmedatum: 5.4.86

Geländeposition : zentraler H5-Terrassenbereich

Nutzung : Ackerland

Horizontbeschreibung :

Horizont	Tiefe (in cm)	Bodenart u. weitere Eigenschaften
Ap	20	Lehm, fs, u, h, grbr, <u>k</u>
Cv	40	Feinsand, u, l, Feinschichtung aufgehoben, wellig verlaufende Untergrenze, hgbr, <u>k</u>
C	55	Feinsand, u, hgbr, <u>k</u>
	70	Mittelsand, Fki-Schnüre, hgr, <u>k</u>
Gor	80	Fs, u, l', schwach roststreifig, hgr, <u>k</u>
C	110	Mittelsand, hgr, <u>k</u>

5.3.2.6. H 6 - Terrasse

Im Isarmündungsbereich stellt sie die erste nach-hochwürmzeitliche Terrassenbildung der Isar dar, deren überwiegende Flächenausdehnung sich nördlich des rezenten Isarlaufes erstreckt. Während ihrer Ausbildung hat somit die donauaufwärtige Verlagerung der Isarmündung ihren nördlichsten Stand erreicht. Die H5-Terrassenflächen beinahe vollständig ausräumend grenzt dort die H6 meist unmittelbar an die NT1 von Isar und Donau bzw. die spätglazialen und altholozänen Terrassen der Donau, von denen sie morphologisch durch einen ausgeprägten Stufenrand, häufig mit vorgelagertem, altwassergefüllten Paläoflußbett (z.B. die Schwaig-Isar) abgesetzt ist.

Unterhalb der Isarmündung nimmt die H6-Terrasse flächenmäßig ausgedehntere Areale im Gleithangbereich der großen Donaumäanderbögen oberhalb von Niederalteich (Donaudurchstich um 1840), unterhalb von Aicha sowie im Raum Winzer ein, wo sich die Donau zur Zeit der H6-Terrassenausbildung im 16. Jhdt. in drei Flußarme teilte und wie durch APIANs "Landtafeln" von 1554-1561 kartographisch festgehalten und in seiner Topographie von Bayern (in: HIST. VEREIN OBERBAYERN 1880: 230) beschrieben, die aus der H4- und H5-Terrasse aufgebaute Donauinsel mit den Weilern Zainach, Kasten und Zelhof (untergegangen?) umfloß.

Als Ausdruck einer intensiven Relieferung durch zahlreiche Aurinnen z.T. mit erhaltenen Altwasserarmen (z.B.: Schwaig-Isar; südwestlich von Aicht; westlich von Winzer; im Raum Polkasing - Kasten) werden ihre Terrassenoberflächen in Verbindung mit ihrer flußnahen Lage von häufigeren Überschwemmungen bzw. hochwasserbedingten Druckwasseraustritten betroffen. Daher unterscheidet sich die H6-Terrasse auch landschaftlich von den überwiegend ackerbaulich genutzten älteren holozänen Terrassen durch die weitgehende Verbreitung von Wiesen und im Isarmündungsbereich durch ihre großflächige Auwaldbedeckung.

Ihre deutlich geringere maximale Bodenentwicklung in Form einer braungrauen Auenpararendzina auf kalkreichen Hochflutsedimenten, der eine schwache Verbraunungszone wie sie häufig bei den Auenpararendzinen der H5-Terrasse ausgebildet ist, fehlt, ist gegenüber den älteren Terrassen ein weiteres Unterscheidungsmerkmal.

Innerhalb ihres in der Ksg. "Im Gries" oberhalb von Niederalteich und der Ksg. "Aicht" aufgeschlossenen, großbogig geschichteten Schotterkörpers finden sich zahlreiche abgerollte Ziegel, die auf ihre junge, historische Anlage hinweisen. Aus dem unterhalb des Grundwasserspiegels liegenden Terrassenkörper wurden neben mächtigen aus der residualen Basisblocklage stammenden Jura- und Kristallinblöcken häufiger gut erhaltene Rannen ausgebaggert. Insgesamt gelang es aus den beiden Kiesgruben dreizehn großstämmige Eichen-

rannenquerschnitte zu bergen, deren dendrochronologische Datierung noch nicht vorliegt.

Wie bereits in Kap. 5.3. dargestellt, weisen die in der Ksg. "Im Gries" allein im Zeitraum 1973 - 1981 bekannt gewordenen 24 anthropogenen Flußfunde (Ortsakten Denkmalpflegeamt Landshut) mit dem ältesten, vermutlich umgelagerten mittelpaläolithischen Fundstück über insgesamt 20 jungpaläolithisch/frühbronzezeitliche, einem vermutlich umgelagerten kaiserzeitlich/germanischen bis zum jüngsten Fundinventar in Form zweier mittelalterlich/neuzeitlicher Funde und zahlreicher abgerollter Ziegelbrocken auf eine Terrassenstapelung mit liegendem subborealen Sockelschotter und hangender spätmittelalterlich-frühneuzeitlicher H6-Terrasse in diesem Raum hin.

Inwieweit donauabwärts mit der morphologischen Tiefschaltung der jungpaläolithischen Terrassen H4 - H7 auch eine zwar mit hoher Wahrscheinlichkeit anzunehmende Tiefschaltung ihrer Basis verbunden ist, und daher ihre jeweiligen Basen eventuell unmittelbar dem präquartären Sohlgestein aufliegt, könnte sich aus der noch ausstehenden dendrochronologischen Datierung von bisher fünf geborgenen, großen Eichenrannenquerschnitten aus der im Übergangsbereich zwischen beiden Talabschnitten gelegenen Ksg. "Aicht" ergeben. Vorgeschichtliche Flußfunde, die bei gleicher Altersstellung mehrfach vertreten, auf eine Ineinanderschachtelung unterschiedlich alter Schotterkörper hinweisen würden, sind bisher aus diesem Raum nicht bekannt.

Während aus diesem Talabschnitt keine absoluten Altersbelege aus dem H6-Terrassenkörper vorliegen, bietet die im externen Randbereich der H6-Terrasse gelegene Flur "Fischerhafen" einen indirekten Altershinweis. Der Flurname weist daraufhin, daß die im 13. Jhdt. von Deggendorfer Fischern gegründete Siedlung "Fischerdorf" (ROSE 1971: 130f.) innerhalb dieser Flur und zur Zeit der Ausbildung der H6-Terrasse ihren Hafen besaß, bevor er im Laufe des ausgehenden Mittelalters bzw. der frühen Neuzeit verlandete. Eine weitgehende Ausbildung der innerhalb des Mäanderbogens von Aicha - Mülham gelegenen H6-Terrassenflächen bereits zu Beginn des 16. Jhds. ergibt sich aus der Geschichte der ehemaligen Ortskirche von Mülham. Nach KLÄMPFL (1855: 61) wurde die Kirche im 12. Jhdt. in Mülham erbaut, 1497 - infolge ihrer Gefährdung durch die herandrängende Donau - abgerissen und nach Haardorf verlegt. Während in APIAN's Kartenaufnahme von 1554 - 1561 (in: STETTER & FAUSER 1968) - leider ohne Kennzeichnung des Ortes Mülham - der Donaumäanderbogen in diesem Raum - im Gegensatz zu dem Mäanderbogen oberhalb von Niederalteich - nur schwach ausgeprägt ist, beweist die obige Kirchengeschichte von Mülham, daß bereits Anfang des 16. Jhds. die Donau in diesem Raum ihren Mäanderbogen mit der Ausbildung der H6-Terrassenflächen im Gleithangbereich bei Aicht und der Bedrohung der im Prallhangbereich gelegenen ehemaligen Ortskirche von Mülham weitgehend ausgebaut

hatte.

Jünger als die früh- bis hochmittelalterliche H5-Terrasse und älter als die auf ihr liegenden Weiler Scheuer (um 1810) und Aicht (um 1760) ist die H6-Terrasse – ebenso wie in den bisher beschriebenen Talräumen von Isar und Donau – als spätmittelalterlich/frühneuzeitliche Umlagerungsperiode einzustufen, wobei die großen Mäanderbögen im Raum oberhalb von Niederaltich und unterhalb von Aicht bereits Mitte bzw. Anfang des 16. Jhdts. weitgehend ausgebildet erscheinen.

5.3.2.7. H 7 - Terrasse

Während die H7-Terrasse als durchschnittlich 200 – 300 m breiter Wiesenstreifen – innerhalb der Mäanderbögen sich auf über 500 m Breite ausdehnend – das Donauufer begleitet, bildet sie innerhalb des Isarmündungsbereiches beiderseits des heutigen, Anfang des 20. Jhdts. mit mehreren Mäanderdurchstichen begrädeten und festgelegten Isarlaufes eine teilweise über 500 m breite, von Auwald bestandene Terrassenfläche.

Im Gegensatz zu den sich innerhalb dieser Umlagerungsperiode allmählich talabwärts verlagernden Mäanderbögen des einfadigen Donaulaufes und der daher von gleichsinnig verlaufenden, primären Aurinnenscharen durchzogenen und intensiv reliefsierten H7-Terrassenflächen der Donau spiegeln sich in den zahlreichen, teilweise sich diskordant schneidenden und unterschiedlich alten Altwasserarmen der Isar ihre innerhalb einer Umlagerungsperiode stattfindenden häufigen Flußlaufverlagerungen wider (s. auch: Kap. 3.3.3.4.). Sie sind Ausdruck der wesentlich höheren Reliefeenergie der Isar, die eine wesentlich stärkere Seitenerosionsdynamik ermöglicht, und die daher innerhalb einer Terrassenausbildung zu einem verstärkten und wiederholten Mäanderausbau-, -verlagerung und -durchschneidung führt.

An beiden Flüssen ist die H7-Terrasse von den älteren holozänen Terrassen meist durch eine ausgeprägte Geländestufe abgesetzt und hebt sich von ihnen durch ihre überaus intensive Aurinnengliederung als auch ihre gering entwickelten, stark kalkhaltigen Auenböden in Form von Auenrohböden bis sehr schwach entwickelten hellbraungrauen Auenpararendzinen deutlich ab.

Nach den vorliegenden historischen Karten (Kap. 2.4.) zeigt bereits der "Reiseatlas" von RIEDL (1796: Tab. C) im ausgehenden 18. Jhdrt. erstellt, daß die Isar im Mündungsbereich bereits die H6-Terrasse verlassen hat und innerhalb der H7-Terrassenbereiche fließt.

Für einzelne heute noch erhaltene Paläomäander bzw. für die von ihnen einge-

schlossenen H7-Terrassenflächen ergeben sich auf der Grundlage des historischen Kartenmaterials ungefähre Altershinweise, die entsprechend als terminus post quem in die Geologische Karte (Beilage 15) eingetragen sind.

Zudem weisen historische Überlieferungen auf stärkere Flußbettverlagerungen der Donau im ausgehenden 18./Anfang des 19. Jhdts.:

- sowohl vom Donaumäanderbogen oberhalb von Niederalteich (BHStA München, Plansammlung, Plan Nr. 1955: "Plan der Donau von Deggendorf bis Niederalteich und des großen Donaeinbruchs gegen Niederalteich" erstellt von BAUMGARTNER, A. 1782)
- wie auch von der Flußschleife im Raum Alcha – Mülham und oberhalb von Hofkirchen in der Flur "Piflitz" (KLÄMPFL 1855: 61, 77; PECHMANN 1822: 35f.).

Während durch die Intensivierung dieser neuzeitlichen Mäanderverlagerungen der Donau das zwischen 1700 – 1739 unmittelbar an der Donau errichtete Wirtshaus von Alcha für die Donauschiffsleute – Infolge der nachfolgenden Verlagerung der Donau bzw. der beginnenden Einschnürung des Mäanderbogens – im ausgehenden 18. Jhdrt. zunehmend ungünstiger zu erreichen war und daher 1819 abgebrochen wurde (KLÄMPFL 1855: 77), mußten für den im Prallhangbereich gelegenen Ort Mülham zu seinem Schutz zwischen 1830 – 1838 Dämme errichtet werden (KLÄMPFL 1855 : 61). Im Prallhangbereich des Donaumäanders in der Flur "Piflitz" gelegene Bauernhöfe wurden, obwohl bereits im ausgehenden 18. Jhdrt. flußferner verlagert, bereits zu Anfang des 19. Jhdrt. durch den sich weiter ausbauenden Donaubogen erneut gefährdet (PECHMANN 1822: 36).

Die Ausbildung der H7-Terrasse endete weitgehend mit der Mitte des 19. Jhdts. an der Donau – Mäanderdurchstich zwischen Isarmündung und Niederalteich um 1840 – und Ende des 19. Jhdts. an der Isarmündung systematisch durchgeführten wasserbaulichen Korrektionsmaßnahmen und Flußlaufestigungen.

5.4. Die Talentwicklung von Isar und Donau seit der vorletzten Kaltzeit

Mindestens seit Ausbildung der mittelpleistozänen HT2 von der Isar gegen den Vorderen Bayerischen Wald abgedrängt, ist der jungquartäre Donautalgrund in diesem Raum unmittelbar dem Mittelgebirgsrand vorgelagert, um unterhalb von Pleinting, tief eingeschnitten als epigenetisches Durchbruchstal in das kristalline Grundgebirge einzutreten.

Während so die östliche Talumrahmung das anstehende kristalline, tertiäre und im Raum Flintsbach mesozoische Gestein aufbaut, bilden beiderseits des jungquartären Isarmündungsbereiches lößbedeckte tiefere Talhangterrassen den westlichen Talgrundrand.

Aufgrund von morphologischer Erhebung, Lößbedeckung, Höhenlage des fluvialen Aufschüttungsniveaus und Tiefenlage der Quartärbasis ist

- das morphologisch tiefere, unmittelbar den Donautalgrund mit einer Erhebung von 4 - 6 m ü. NT3 angrenzende Terrassenniveau als die in allen bisher betrachteten Talabschnitten von Isar und Donau in gleicher morphologisch-stratigraphischer Position erhaltene, vermutlich bereits vorletzt-kaltzeitliche Übergangsterrasse einzustufen.
- das talrandwärts die Übergangsterrasse überragende morphologisch höhere Niveau im Raum Mainkofen und unterhalb von Moos mit einer Erhebung von 8 - 10 m ü. NT3 nach der bisher bekannten Höhenlage seines fluvialen Aufschüttungsniveaus und der Tiefenlage seiner Quartärbasis mit der HT2 im Hofdorfer Raum zu verknüpfen.

Da die NT1 und NT2 auch in diesem Donautalabschnitt eine gegenüber den mittelpleistozänen HT2-, HT1- und UT-Bildungen höherliegende Erosionsbasen bei ca. -2/-4 m u. NT3 besitzen, greifen die morphologisch erhaltene HT2 und UT unter beide ältere Niederterrassen hinab. Die morphologisch nicht erhaltene HT1 findet sich insbesondere im NT1/NT2-Bereich unterhalb der Isarmündung im Auftreten von im HT1-Basisniveau liegenden Quartärbasiswerten wieder, d.h. sie unterlagert in diesem Bereich als älterer Sockelschotter die beiden Niederterrassen (Kap. 5.3.; Abb. 30).

Ebenso wie sich eine mit dem Donautalabschnitt Regensburg - Bogen gleichgeartete mittelpleistozäne Talentwicklung seit der HT2 abzeichnet mit bezogen auf das NT3-Niveau nahezu identischer Übereinstimmung der die drei Terrassenbildungen in diesem Zeitraum kennzeichnenden Höhenlagen ihrer fluvialen Aufschüttungsniveaus und Tiefenlagen ihrer Quartärbasen (Kap. 5.3.), baut sich der jungquartäre Donau- und Isartalgrund in diesem Raum - wie in allen bisher betrachteten Talabschnitten - geologisch-sedimentologisch betrachtet aus zwei großen Terrassenkomplexen auf:

- a) dem aus drei Einzelterrassen zusammengesetzten, vertikal aufgehöhten Niederterrassenkomplex mit der hochglazialen NT1- und den beiden spätglazialen NT2- und NT3-Stufen.

Mit der Einengung der NT3 auf einen verglichen mit den beiden älteren Niederterrassen verkleinerten Talraum, der kräftigen, ihrer Aufschotterung vorausgehenden Tiefenerosion, die im Bereich des NT3-Flußbettes den Talboden bis auf -7/-9,5 m u. NT3 ausräumte, zeigt sich — ebenso wie im Regensburg — Bogener Raum — auch hier ein erster Umbruch in der jungquartären Talgeschichte. Für das untere Isartal im Raum Landshut — Großköllnbach — aus dem keine Kenntnisse über das Basisverhalten der Terrassen vorliegen — zeigt sich dieser erste Umbruch jedoch ebenfalls in einer Einengung der NT3-Schmelzwässer auf den südlichen Talraum, so daß die NT2 — im Gegensatz zur NT1 — im Isarengtalbereich fast durchgängig erhalten geblieben ist.

- b) den aus sieben Einzelterrassen — H1- bis H7-Terrasse — aufgebauten, lateral gewachsenen holozänen Auenterrassenkomplex.

Wie in allen bisherigen Talabschnitten findet mit seiner Anlage am Übergang vom Spätglazial zum Holozän der große flußdynamische Umbruch statt vom breitbettigen, vertikal akkumulierenden, vielarmigen, kaltzeitlichen Flußlauf zum schmalen, lateral umlagernden, mäandrierenden, an der unteren Isar häufig in Haupt- und Nebenarme verzweigten bzw. an der Donau weitgehend einfadigen holozänen Flußlauf. Wie im Regensburg — Bogener Raum ist auch in diesem Talabschnitt dieser große flußdynamische Umbruch mit einer weiteren kräftigen Tieferlegung der Donauerosionsbasis auf -10 bis -14 m u. NT3 verbunden.

Innerhalb der holozänen Talentwicklung deutet sich ebenfalls ein weiterer, weitgehend anthropogen bedingter Umbruch (Kap. 4.4.) im älteren Subatlantikum mit Anlage der H5-Terrassenbildung an. Neben der Ausbildung von drei eigenständigen Terrassenkörpern innerhalb des ihm folgenden lediglich 1400 Jahre umfassenden Zeitraumes zeigt er sich

- in einer Erhöhung der Donau- Flußbettsohle zumindest im Isarmündungsbereich, wo in der Ksg. "Gries" spätmittelalterliche und neuzeitliche Donauablagerungen über einen subborealen Sockelschotter hinweggreifen.
- im Talabschnitt unterhalb von Aicha in einer gleichen morphologischen Höhenlage der subatlantischen Terrassen, während die altholozänen Terrassen ein jeweils höheres Niveau im Talgrund einnehmen.

Wie im Regensburg — Bogener Raum ist daher auch in diesem Talabschnitt von einer wesentlich verringerten Tiefenerosionskraft der Donau seit dem Frühmittelalter auszugehen, so daß bei flacherem und breitbettigeren Donaulauf eine gesteigerte Mäanderverlagerung einsetzte.

Für die Isar, die im Mündungsbereich auf den Vorfluter Donau ausgerichtet

ist, ist daher dort ebenfalls von einer Flußbetherhöhung und verstärkten Seitenerosionsdynamik auszugehen, so daß bei gesteigerter Ausräumung der nördlich angrenzenden, morphologisch gleich- bzw. tieferliegenden NT3- und NT2-Terrassenflächen der Donau eine sprunghafte Mündungsverlagerung donauaufwärts stattfand.

Im unteren Isartal zwischen Landshut und Großköllnbach liegen bisher keine genaueren Kenntnisse über das Basisverhalten der jungquartären Terrassen vor. Zumindest für die H6- und H7-Terrasse, deren Terrassenbasen in weiten Bereichen unmittelbar dem miozänen Sohlgestein aufliegen bzw. bei der H6-Terrasse kleinräumig von in Rinnen eingelagerten älterholozänen Sockelschottern unterlagert wird (Kap. 3.3.3.3.), kann eine verringerte Tiefenerosionskraft in Form einer Flußbettsohlenerhöhung ausgeschlossen werden. Ebenso wie im Donautal zeigt sich aber auch dort dieser zweite, holozäne Umbruch in der Talgeschichte – neben der Ausbildung dreier Terrassenkörper seit dem Frühmittelalter – in Form einer morphologisch tieferen Lage der jungholozänen Terrassen bei gleichzeitiger Einengung ihrer Umlagerungszone auf einen schmalen, 1 – 2 km breiten südlichen Talraum. Dabei erfaßte allein die nur ca. 150 Jahre umfassende Umlagerungszone der H7-Terrasse einen Talraum von durchschnittlich 750 – 1000 m Breite (Kap. 3.3.3.4.).

Weisen bereits die in gleicher Anzahl in den einzelnen Talabschnitten von Isar und Donau erhaltenen Terrassen – neben den aus ihren Terrassenbereichen vorliegenden absoluten Altersbelege – auf ihre höchstwahrscheinlich gleichalte Ausbildung hin, so läßt sich im Isarmündungsbereich die Verzahnung von NT1, H3- bis H7-Terrasse räumlich direkt nachweisen. Da auch für die übrigen nicht direkt verknüpfbaren Terrassen aus keinem der untersuchten Talabschnitte Altersbelege vorliegen, die einer zeitlichen und damit auch ursächlichen Korrelierung der einzelnen stratigraphischen Einheiten widersprechen würden, ist für alle würm- und holozänzeitlichen Talgrundterrassen von einer Gleichzeitigkeit ihrer Ausbildung an beiden Flüssen – wie in Tab. 47 zusammengestellt – auszugehen. Als wesentliche Ursache ihrer Ausbildung ist daher ein überregional wirksamer Steuerungsmechanismus in Form klimatischer Faktoren anzusehen. Dann sollten aber auch in anderen mitteleuropäischen Flußgebieten zeitgleiche Terrassenbildungen stattgefunden haben (Kap. 6.).

Ebenfalls als überwiegend überregional klimatisch bedingt, sind die bei entsprechender Terrassenerhebung oberhalb der Auendynamik und oberhalb des Talgrundwasserspiegels in allen drei Talabschnitten auf den Niederterrassen aber auch den Hochterrassen weit verbreiteten rotbraunen bzw. rubefizierten Parabraunerdebildungen anzusprechen. Unabhängig vom Substrat – Löß oder Kalkschotter – ist ihre weitestgehende Ausbildung (Kap. 4.2.2., 3.3.1.1.) in den Zeitraum mittleres Atlantikum bis ausgehendes Subboreal zu stellen.

Tab. 47: Jungquartäre Terrassenstratigraphie an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg sowie jungquartäre Schotterumlagerungsphasen im Main-Regnitz-Gebiet nach SCHIRMER (1983a)

*C-Jahre vor 1950	Kulturen	Terrassen	Altersbelege		Umlagerungsphasen am Main (Schirmer 1983)
			ab quo	post quem	
0	Neuzeit	H7	Mitte 18. Jh. - Regulierung		Viereth - Phase
		H6	ca. 1350 bis 1750 n. Chr.		Staffelbach - Phase
1000		H5	1050 ± 80 BP 1065 ± 80 BP 1250 ± 80 BP	1353 n. Chr. 1505 ± 65 BP*	Unterbrunn - Phase
2000	Römerzeit	H4	1775 ± 60 BP 2115 ± 55 BP		Zettlitz - Phase
	Eisenzeit		350 v. Chr.		
3000	Urnenfelderzeit	H3	3430 ± 115 BP	Römerstraße	Oberbrunn - Phase
4000	Bronzezeit		endneolithisch/ bronzezeitl. Flußfunde		
	Endneol.				
5000	Jungneolithikum	H2			Ebensfeld - Phase
6000	Mittelneolithikum		4150 v. Chr. 4190 v. Chr. 5590 ± 105 BP 5595 ± 105 BP	röm. Sdgl.	
7000	Altneol.				
8000	Mesolithikum	H1			Ebing - Phase
9000			8400 ± 80 BP 9080 ± 90 BP	Endneolith./ Frühbronzezeitl. Sdgl.	
10000	Präboreal	NT3			Schönbrunn - Phase
12000	J. Tz.				
13000	Altsteinzeit				
	Altsteinzeit	NT2		spätgl. Flugsand Rastplatz spätes Magdalenien	Reundorfer Terrasse
18000	Würm Hochglazial	NT1		spätgl. Flugsand	

Auch für die im Auenniveau in allen drei Talabschnitten ausgebildete Auen-schwarzerde-Pechanmoor-Catena sind mit ihrem Auftreten allein auf älteren als den subborealen Terrassenflächen bzw. ihrer atlantischen bis subborealen Zeitstellung — wobei jedoch entsprechende Bodenbildungsphasen im älteren Holozän oder im Spätglazial nicht auszuschließen sind — weitgehend klimatische Ursachen anzunehmen.

Unter Berücksichtigung dieser beiden besonderen Bodenbildungszeiten, in deren Verlauf allein bei entsprechend terrestrischer Lage der Terrassenoberfläche eine Parabraunerdebildung bzw. bei entsprechend semiterrestrisch geprägter Auenposition die Bildung einer Auenschwarzerde-Pechanmoor-Catena auf den Talgrundterrassen entstehen konnte, ist das pedogene Erscheinungsbild der Talgrundterrassen weitgehend von lokalen Faktoren wie Reliefierung, Dauer und Häufigkeit der Überflutungen, Kalkgehalt des Flußsedimentes etc. abhängig, wobei bei fehlender junger Hochflutüberdeckung mit zunehmenden Terrassenalter auch meist eine stärkere Bodenentwicklung ausgebildet ist.

Weitgehend abhängig von der besonderen lokalen Talposition und sich daraus ergebender Einflußfaktoren — ob unterhalb oder oberhalb einer Engtalstrecke, oder im Bereich der Einmündung eines alpinen Nebenflusses wie der Isar — ist die morphologische Erhebung der Terrassen über dem rezenten Flußspiegel.

Bereits SCHÄFER (1966: 78f.) weist auf die verschieden hohe Lage der Niederterrasse über der Donau entsprechend sich verändernder Gefällsverhältnisse ober- und unterhalb von Talengen oder im Bereich der Einmündung von Seitentälern hin.

Während unterhalb einer Engtalstrecke wie im Raum Regensburg — Bogen die holozänen Terrassen der Donau als Reihenterrassen das Auenniveau einnehmen und von den höheren Niederterrassenfluren überragt werden, heben sie sich — infolge der im Holozän durch die einmündende Isar rückgestauten Donau — im Raum Natternberg zunehmend heraus und überragen im Isarmündungsbereich die NT3 beider Flüsse (Kap. 5.3.). Unterhalb der Isarmündung mit Annäherung an den Pleintinger Engtaleintritt hat sich die Donau dagegen bis zur Römerzeit zunehmend tiefer in den kaltzeitlich stark aufgehöhten Talboden eingeschnitten, so daß dort eine Terrassentreppe von der NT3 über die H1-, H2-, H3-Terrasse bis zur jungholozänen Aue ausgebildet ist.

Von den holozänen Terrassen heben sich die kaltzeitlichen durch ihre im Tallängsprofil untereinander gleichbleibenden Abstände des fluviatilen Aufschüttungs- und des Erosionsbasisniveaus ab.

Sowohl im unteren Isartal wie auch im Donautal besitzen alle drei Niederterrassen annähernd gleichbleibende Höhenunterschiede ihres Aufschüttungsniveaus wie auch zumindest im Donautal gleiche Tiefenlagen der Terrassenbasen.

Ebenso zeigt sich für die älteren mittelpleistozänen Terrassen im Donautal bezogen auf ein kaltzeitliches Niveau eine gleichbleibende Höhenkonstanz beider fluviatilen Terrassenkennwerte. Außerhalb des moränennahen Bereiches, für den sich je nach Lage der Vorlandvergletscherung naturgemäß sowohl innerhalb als auch zwischen verschiedenen Kaltzeiten stark verändernde Aufschüttungs- und Basisniveaus ergeben, deutet sich somit zumindest für das Donautal und vermutlich auch für die von der Vorlandvergletscherung weiter entfernten allochthonen Nebenflüsse wie die untere Isar für das Mittel- und Jungpleistozän eine unabhängig von den sich ändernden Talpositionen in ihren Verhältnissen weitgehend gleichbleibende Massenbilanz fluviatiler Aufschüttung und Ausräumung zwischen den einzelnen kaltklimatischen Terrassenbildungen an.

6. Jungquartäre Talgeschichte an der unteren Isar und der Donau unterhalb von Regensburg im regionalen und überregionalen Vergleich

Ohne auf eine evtl. mögliche Parallelisierung der an der Donau unterhalb von Regensburg nachgewiesenen Untergliederung des bisher als einheitliche, rißkaltzeitliche Terrassenbildung angesehenen Hochterrassenniveaus in mindestens drei fluviatile, zwei oder mehrere Kaltzeiten umfassende Terrassenkörper (HT1 bis HT3) und eines vermutlich altpleistozänen Sockelschotter (Hartinger Schichten) mit weiteren Hochterrassenvorkommen an Flüssen im Alpenvorland einzugehen, sei nur darauf hingewiesen, daß auch aus anderen Talräumen des Alpenvorlandes – wie bei SCHÄFER (1966) donauaufwärts bis zum Lech dargestellt, von der Rainer Hochterrasse zwischen Lech und Donau (u.a. bei TILLMANN et al. 1982), von der Isar im Münchener Raum bei Ismaning (u.a. bei: BRUNNACKER 1965; 1966; BRUNNACKER & BRUNNACKER 1962) nachgewiesen – Befunde vorliegen, die auf eine mehrphasige, z.T. mehr als eine Kaltzeit beinhaltende Untergliederung des Hochterrassenniveaus hinweisen.

Auch für die Übergangsterrasse mit ihrer talgrundnahen Lage findet sich in gleicher morphologischer Position und ebenfalls mit Würmlößbedeckung als ein wohl auch zeitliches Äquivalent die "Fellheimer Terrasse" im Weißenhorner Tal an der Iller. Von SCHÄFER (1953) und BRUNNACKER (1957) als früh- bis mittelwürmzeitliche Terrassenbildung eingestuft, von GERMAN (1960) als Jungriß-Schotterflur in die vorletzte Kaltzeit gestellt, fehlt für letztere Einstufung bisher auch hier – in Form einer fossilen interglazialen Bodenbildung – der gesicherte Nachweis einer vorletztaltzeitlichen Ausbildung ihres Schotterkörpers.

Die überregionale Stellung der NT1 kann als gesichert angesehen werden. Als die klassische Hauptniederterrasse im jungendmoränennahen Bereich in mehrere Teilfelder aufgespalten und – wie allgemein als gesichert angesehen – mit der hochwürmzeitlichen Vorlandsvergletscherung verknüpft, findet sie sich talabwärts – sofern nicht nachträglich ausgeräumt – in allen Tälern des Alpenvorlandes wieder. Durch ihre meist höhere morphologische Lage im Talgrund, ihre kräftige spätglaziale Kaltklimaüberprägung von den jüngeren und durch ihre fehlende Lößbedeckung von den älteren Terrassen abgesetzt, ist sie in zahlreichen Veröffentlichungen des Alpenvorlandes erfaßt. Demgegenüber liegen aus dem Alpenvorland bzgl. einer morphologisch-stratigraphischen Erfassung der spät- und postglazialen Talgeschichte detailliertere Untersuchungen vom Lech (BRUNNACKER 1959a; ders. 1964c; DIEZ 1968; SCHREIBER 1985) und von einzelnen Talabschnitten der österreichischen Donau aus dem Linzer Raum (KOHL 1968; ders. 1973) und dem Tullner Feld (PIFFL 1971; ders. 1974) vor. Auf die Parallelisierung der eigenen Ergebnisse mit denen von BRUNNACKER (1959a; 1959b; 1964d), WEINIG (1972) und HOFMANN (1973) im

Isartal wurde bereits in Kap. 3 eingegangen.

Ein stratigraphisches Pendant zur NT1 bilden am Lech die mit den Jungendmoränen und den voralpinen Rückschmelzständen der Vorlandvergletscherung verknüpfbaren Schotterfelder, wobei je nach Bearbeiter drei (BRUNNACKER 1959a; 1964c), sechs (DIEZ 1968) oder sieben (SCHREIBER 1985) Schotterstufen ausgegliedert wurden. Neben diesen hochglazialen Teilfeldern wurden im Spätglazial und Holozän nach BRUNNACKER sieben, nach DIEZ zehn und nach SCHREIBER neun weitere treppenartig angeordnete Terrassen ausgebildet, die talabwärts unterhalb von Augsburg in ein Niveau eintauchen. Von allen spätglazialen und holozänen Terrassenstufen ist bisher allein BRUNNACKERS drittjüngste "obere Tal-Stufe" bzw. DIEZ und SCHREIBERs zweitjüngste "ältere Auenstufe" sicher datiert. Frührömische Kleinfunde nahe ihrer Terrassenbasis und in ihre Auensedimentdecke eingesenkte spätrömische Befestigungsgräben am Hangfuß des Lorenzberges bei Epfach (BRUNNACKER 1959a; 1964c) belegen ihre bis in die ausgehende Römerzeit anhaltende Sedimentation, so daß eine Korrelation mit der eisen-/römerzeitlichen H4-Terrasse als sicher angesehen werden kann. Obwohl am Lech sowohl die Gesamtanzahl der im Spät- und Postglazial ausgebildeten Terrassenstufen wie auch ihre absolute Altersstellung — mit einer Ausnahme — noch nicht zweifelsfrei geklärt ist, zeigt sich aber auch dort eine stratigraphisch vielgliedrige post-hochwürmzeitliche Talgeschichte.

Weitere flußgeschichtliche Bearbeitungen über den morphologisch-geologischen Aufbau jungquartärer Talböden liegen von der österreichischen Donau u.a. aus der Talweitung des Linzer Raumes (KOHL 1968; 1973) sowie des Tullner Feldes (PIFFL 1971; 1974) vor.

Die Abhängigkeit der morphologischen Lagerung der holozänen Terrassen von lokalen Faktoren zeigt sich in beiden Räumen, die generell eine treppenartige Niveauabfolge aufweisen: von den beiden höchstliegenden Niederterrassen-niveaus (morph.) über ein höheres Hochflutniveau bis zu der am tiefsten liegenden, den heutigen Flußlauf begleitenden, jungholozänen Donauaue. Nach KOHL (1968; 1973) baut sich der Linzer Raum aus zwei Niederterrassenfeldern mit der oberen und der unteren Niederterrasse (strat. u. morph.) sowie den durch einen 3 - 8 m hohen Steilrand abgesetzten Hochflutfeldern auf, wobei das "obere Hochflutfeld" durch einen 1 - 3 m hohen Stufenrand vom "tieferen Hochflutfeld und Auland" abgesetzt ist (Tab. 48).

Eine abweichende morphologische Ausprägung zwischen würmzeitlicher und holozäner Terrassenerhebung zeigt sich dagegen im Tullner Feld (PIFFL 1971; 1974). Hier nehmen Niederterrasse (strat.) und präborealer Schotterkörper mit der Lokalbezeichnung "Feld" nach PIFFL ein annähernd gleich hohes Niveau ein, dem das um 4 - 5 m tiefer gelegene "Donaufeld" flußwärts vorgelagert ist. Mit einem 3 m hohen Stufenabfall folgt das die Donau begleitende "Auland". Sieht man nicht wie KOHL (1968: 17) eine liegende basale Blocklage als Rest

Tab. 48: Terrassenniveaus und ihre Altersbelege an der österreichischen Donau im Linzer Raum (nach KOHL 1968; 1973) und im Tullner Feld (nach PIFFL 1971; 1974)

Linzer Raum (nach KOHL 1968; 1973)

Niveau	Altersbelege
Oberes Niederterrassenfeld	epigenetische Kryoturbationen, Mammutzähne
Unteres Niederterrassenfeld	schwarzes Anmoor (Eferdinger Becker ^{14}C - Alter: 7380 $\pm$ 250 a. BP)
Oberes Hochflutfeld	Baumstammlage über basaler Blocklage: 4200 $\pm$ 250 a. BP 4080 a. BP In Hochwasserrinnen : 2600 $\pm$ 100 a. BP 2390 $\pm$ 100 a. BP
Unteres Hochflutfeld und Auland	basale Schichten b. Linz: 4390 $\pm$ 80 a. BP Wallsee 3 - 5 m Tiefe: mehrer Hölzer 350 - 400 a. BP 1440 $\pm$ 90 a. BP; 1490 $\pm$ 90 a. BP; 3640 $\pm$ 110 a. BP

Tullner Feld (nach PIFFL 1971; 1974)

Niveaus	Altersbelege
Niederterrasse	epigenetische Kryoturbationen
"Feld"	
nörtl. "Feld"	Neustift: 9185 $\pm$ 95 a. BP; 9660 $\pm$ 100 a. BP; 9665 $\pm$ 100 a. BP Stratzdorf: 9480 $\pm$ 320 a. BP
"Donaufeld"	Trübensee: 3165 $\pm$ 115 a. BP; 3130 $\pm$ 65 a. BP; 4055 $\pm$ 75 a. BP; 4080 $\pm$ 70 a. BP (erg. nach: BECKER 1982)
"Auland"	Frauendorf: 395 $\pm$ 60 a. BP Zwentendorf: 1750 $\pm$ 20 a. BP; 1800 a. BP Altenwörth: 315 $\pm$ 55 a. BP (erg. nach: BECKER 1982) junge Hölzer rd. 250 Jahre alt; Schiffsmühlsteine

einer hochwürmzeitlichen Sedimentation oder (KOHL 1972: 193) als "...zum Teil in situ Reste der frühglazialen Schüttung ..." , sondern als residuale Basisblocklage an, so liegt in beiden österreichischen Donauweitungen die holozäne Terrassenbasis im gleichen Niveau oder tiefer als die der Niederterrassenfelder (vgl. PIFFL 1971: Abb. 9; KOHL 1968: Abb. 2). Ebenso wie im niederbayerischen Donautal sind auch hier würmzeitliche und der älteste jeweils nachgewiesene holozäne — präboreale bzw. subboreale — Terrassenkörper durch eine ausgeprägte Tiefenerosionsphase (ebenso KOHL 1968: 52) voneinander abgesetzt. Auch BECKER (1982: 60ff.) weist daraufhin, daß im Illerschwemmkegel und angrenzendem Donautal präboreale Kiefern (9480 ± 80 , 9700 ± 120 a. BP) über einer Basisblocklage dem präquartären Sohlgestein aufliegen.

Auch der zweite im eigenen Untersuchungsgebiet erfaßte innerholozäne Umbruch zeigt sich in beiden österreichischen Donauebene eben so wie an Isar und Donau unterhalb der Isarmündung durch die von der subborealen Terrasse — "Donaufeld" bzw. "oberes Hochflutfeld" (Tab. 48) — abgesetzte tiefere morphologische Lage des von KOHL als "unteres Hochflutfeld und Auland" bzw. von PIFFL als "Auland" bezeichneten, den heutigen Donaulauf begleitenden Niveaus. Nach der absoluten Alterseinstufung beider Bearbeiter (Tab. 48) baut es sich ebenfalls aus römer- bis neuzeitlichen Anschüttungen auf, wobei KOHL (1973: 194) auf eine Umlagerung älterer, subborealer Stämme hinweist. Nach KOHL (1973: 194) wird dieses Niveau zudem durch einen sandreicheren Schotter gekennzeichnet. Dieses tiefstgelegene jungholozäne Niveau entspricht wie die in Tab. 48 zusammengestellten Altersbelege, aber auch seine von der subborealen Terrasse abgesetzte tiefe morphologische Lage im Talgrund zeigen, der aus der H4- bis H7-Terrasse aufgebauten jungholozänen Aue im eigenen Untersuchungsgebiet. Dort liegen sie ebenfalls in allen Talabschnitten als Reihenterrassen annähernd im gleichen Niveau. Ihre morphologisch-stratigraphische Abgrenzung ist daher nicht mit Hilfe einer niveaubezogenen Kartiermethode — wie von KOHL (1968; 1973) und PIFFL (1971; 1974) angewandt —, sondern allein mit der von SCHIRMER (1980; 1983a) am Main aufgestellten Kartiermethode von Reihenterrassen (Kap. 2.1.) möglich.

Während das nächstältere Niveau beider Bearbeiter zumindest im Bereich seiner subborealen Altersbelegung der H3-Terrasse entspricht, findet PIFFLs ältestes Holozänniveau das "Feld" im nördlichen Tullner Feld sein zeitliches Äquivalent in der H1-Terrasse, deren Anlage an der Isar in einen größeren Zeitraum vor 9080 a. BP zu stellen ist (Kap. 3.3.2.1.). Offen ist die Parallelisierung der würmzeitlichen Ablagerung. So ist die stratigraphische Stellung des "unteren Niederterrassenfeldes" bei KOHL, dessen würmzeitliche Einstufung mit Hinweis auf Überlagerung durch ein schwarzes Anmoor (^{14}C -Altersdatierung eines schwarzen Anmoores donauaufwärts bei Eferding von 7380 ± 250 a. BP) belegt wird, nicht sicher. Vielmehr deutet KOHLs (1973: 189) Feststellung, daß im Gegensatz zum oberen Niederterrassenfeld das untere ein den post-

glazialen Stufen der heutigen Donau entsprechendes Gefälle besitzt, eher auf ein holozänes Alter dieses Niveaus hin. Wie sich im Donautal im Bereich und unterhalb der Isarmündung zeigt, besitzen alle drei Niederterrassen annähernd gleichlaufende Oberflächengefälle, wohingegen erst die holozänen Terrassen einen anderen Gefällsverlauf aufzeigen. Das "obere Niederterrassenfeld" im Linzer Raum wie die Niederterrasse (strat.) im Tullner Raum können aufgrund ihrer kräftigen epigenetischen Kaltklimaüberprägung sowohl der NT1 wie auch der NT2 im eigenen Untersuchungsgebiet entsprechen.

Wie die obigen Ausführungen zeigen, lassen sich alle morphologisch-geologisch eindeutig abgegrenzten und altersmäßig sicher eingestufteten Terrassenbildungen sowohl des Lechs wie auch des österreichischen Donautalabschnittes im Linzer- und Tullner Raum mit entsprechenden Einzelterrassen aus dem Bearbeitungsgebiet eindeutig korrelieren. Bezüglich des jungholozänen Auenniveaus an der österreichischen Donau bedarf es wohl allein einer weiteren morphologisch-geologischen Untergliederung. Trotzdem korrespondieren zumindest zwei eindeutig abgrenzbare Terrassenkomplexe, wobei ihre auch dort von den älteren holozänen Terrassen abgesetzte, besondere morphologische Lage im Talgrund Veranlassung gibt, einen Kausalzusammenhang mit dem zweiten, weitgehend anthropogen bedingten innerholozänen Umbruch (Kap. 4.4., Kap. 5.4.) anzunehmen.

Als weitere Gemeinsamkeit zeigt sich zumindest für die Donautrecke von der Illermündung bis zum Tullner Feld eine kräftige Tiefenerosionsphase am Übergang Spätglazial/Holozän, so daß die ältestholozäne präboreale Donauerosionsbasis im gleichen Niveau oder tiefer als die Quartärbasis im Bereich der erhaltenen Niederterrassen liegt.

Entgegen der Annahme von FINK et. al. (1979: 110; ebenso: FINK 1977), daß die Donau eine Eigendynamik in Form kontinuierlicher, klimaunabhängiger Akkumulations- und Erosionsleistungen besitzt, deren morphologisch-geologische Ausprägung von der Konfiguration der Flußstrecke und der Einmündung alpiner Nebenflüsse abhängt, weisen sowohl die Ausbildung gleichalter, morphologisch-geologisch eindeutig abgrenzbarer Terrassenkörper an der unteren Isar, an der Donau unter- und oberhalb einer Engtalstrecke, wie auch ihre stratigraphische Verknüpfbarkeit mit altersmäßig abgesicherten Einzelterrassen oder Terrassenkomplexen am Lech und an der österreichischen Donau auf einen überregionalen Steuerungsmechanismus und damit auf eine klimaabhängige Steuerung der Erosions- und Akkumulationsleistungen der Donau hin. Erst seit dem Jungholozän zeigen sich stärkere, modifizierend auswirkende anthropogene Einflüsse. Zuzustimmen ist FINK et al. (1979), daß die morphologische Ausprägung der holozänen Terrassen — entsprechend der unterschiedlichen Höhenlage des holozänen Talgrundes — weitgehend von lokalen Faktoren bedingt wird.

Bei der Postulierung einer weitgehend klimatisch gesteuerten und daher synchron ablaufenden Flußgeschichte sollten die im Untersuchungsgebiet auftretenden Terrassenbildungen nicht allein im Alpenvorland, sondern auch im Mittelgebirgsraum zeitlich entsprechende Äquivalente besitzen.

Für einen Vergleich bietet sich als typischer außeralpiner Mittelgebirgsfluß der Main an, der bezüglich seines jungquartären Talgrundaufbaues (SCHIRMER 1980; 1983a) das derzeit morphologisch-geologisch und altersmäßig am besten abgesicherte Flußgebiet Mitteleuropas darstellt. Bezüglich der Korrelierung des Mains mit weiteren mitteleuropäischen Flüssen sei auf SCHIRMER (1983a: 358ff.) verwiesen.

Wie die in Tab. 47 zusammengestellte, vergleichende stratigraphische Übersicht zeigt, kann jede der am Main ausgebildeten Terrassenstufen mit einer altersgleichen Terrassenausbildung im Bearbeitungsgebiet verknüpft werden, wobei jedoch am Main – aufgrund einer umfangreichen Rannenstatistik – für jede der Terrassen die Phase ihrer Hauptumlagerungstätigkeit erfaßt ist. An der Donau und unteren Isar kann dagegen die Terrassenausbildung bei den bisher wenigen vorliegenden absoluten Altersdatierungen aus ihren Schotterkörpern lediglich mit dem Anfang und Ende annähernd (gestrichelte Grenzlinie) bzw. sehr genau (durchgezogene Linie) altersmäßig abgegrenzt werden. Ihre Alters-einstufung umfaßt eine Umlagerungsperiode (Kap. 3.4.), innerhalb derer – wie am Main erfaßt – bei den altholozänen Terrassen anscheinend ein deutlich geringerer Zeitraum ausreichte (Aktivierungsphase), um große Terrassenbereiche auszubilden. Zwei Ruhephasen im Talgrund deuten sich z.B. an der unteren Isar ebenso wie am Main für das ältere Subboreal und ältere Atlantikum an.

Stratigraphisch entspricht die "Reundorfer Terrasse" der NT1, die voralleröd-, wahrscheinlich präbölling-zeitliche (SCHIRMER 1983a: 20) "Schönbrunner Terrasse" der NT2 und die jungtundrenzeitliche "Ebinger Terrasse" der NT3. Entgegen der Annahme von HEINE (1982: 8, 10) ist ebenso wie am Rhein als jüngere Niederterrasse auch im Mittelgebirgsraum und im Alpenvorland eine jungtundrenzeitliche Niederterrasse vertreten.

Ein Äquivalent der H1-Terrasse bildet evtl. ein Lokalschotter in Ebensfeld am Main, der nach SCHIRMER (freundl. mündl. Mitt.) ins älteste Präboreal datiert ist. Die Schotterumlagerungsphasen der "Ebensfelder-", "Oberbrunner-" und "Zettlitzer-Phase" fallen genau in die Umlagerungsperiode der H2- bis H4-Terrasse (Tab. 47), so daß auch bei ihnen eine Korrelierung als sicher anzusehen ist. Das Rannenalter der "Unterbrunner Terrasse" von 550 bis 850 n. Chr. (SCHIRMER 1983a: 23) deckt sich weitgehend mit den aus der H5-Terrasse vorliegenden Holzdaten, die einen Zeitraum von 500 – ca. 1000 n. Chr. umfassen. Die "Staffelbacher Terrasse", deren Alter nach Keramikfunden vom Staffelbacher Mäander vom 14. bis zum 17. Jhdt. reicht (SCHIRMER 1981b: 203), korrespondiert mit der Hauptausbildungszeit der H6-Terrasse, die im Zeitraum

von Mitte des 14. bis Mitte des 16. Jhdrt. stattfand. Die "Vierether Terrasse", datiert nach typischen Leitfunden des 19. Jhdts. wie Porzellanpfefen und die Muschel "*Dreissena polymorpha*" (Pal.) (SCHIRMER 1983b: 24), entspricht der Hauptumlagerungsphase der H7-Terrasse, deren erhaltenen Terrassenbereiche – wie an der Isar detailliert belegt (Kap. 3.3.3.4.) – überwiegend im Zeitraum von 1800 bis zur Flußregulierung ausgebildet wurden.

Gemeinsamkeiten aber auch Unterschiede zeigen sich in den Veränderungen des Abflußverhaltens beider Flußgebiete. Während an Main und Regnitz der Umbruch vom vertikal akkumulierenden zum mäandrierenden, lateral anlagern- den Flußlauf sich weitgehend bereits am Ende des Hochglazials nach Ausbildung der "Reundorfer Terrasse" vollzieht, findet er an der unteren Isar und der Donau erst am Übergang Spätglazial/Holozän nach Ausbildung der NT3 statt. Wie u.a. SCHIRMER (1983: 39), ebenso STARKEL (1985: 159) feststellen, ist dieser Umbruch weitgehend von lokalen Verhältnisse wie Abfluß, Materialzufuhr und Vegetation abhängig und findet daher je nach Flußgebiet während verschiedener Zeiten zwischen Ende Hochglazial bis frühes Holozän statt.

Eine flußdynamische Gemeinsamkeit zeigt sich dagegen in dem annähernd gleichzeitigen Einsetzen des zweiten innerholozänen, weitgehend anthropogen bedingten Umbruchs, der am Main ebenfalls am Übergang Römerzeit/Frühmittelalter stattfindet. Er zeigt sich dort – neben steigenden Auelehmmächtigkeiten – in einer morphologisch tieferen Lage – als mittlere und tiefere Auenterrassen – und einer höherliegenden Erosionsbasis der "Unterbrunner-" und "Vierether Terrasse" (SCHIRMER 1983a: Abb. 2; 40) und ist nach SCHIRMER (1981b: 205; 1983a: 40) als eine durch Auenrodung verursachte Änderung des Abflußregimes anzusehen.

Zusammenfassend zeigt sich somit seit der hochglazialen Aufschotterung der Hauptniederterrassen sowohl im Mittelgebirgsraum als auch im Alpenvorland ein überregional zeitlich synchron verlaufendes und daher weitgehend klimatisch gesteuertes Abflußverhalten im Jungquartär. Sich ändernde Klima- und Vegetationsbedingen, eingeleitet durch den Umbruch vom hochglazialen, ariden Dauerfrostbodenklima (Lößrhythmus V) zur ersten spätglazialen Temperatur- und wohl auch Niederschlagserhöhung, fortgeführt mit der ausgeprägten böllingzeitlichen Wiedererwärmung (Kap. 4.3.1.3.) über den jungtundrenzeitlichen Kälterückschlag können als wesentliche Ursachen für die Ausbildung der beiden spätglazialen Terrassen angesehen werden, wobei zumindest an den allochthonen Alpenvorlandflüssen und ihrer Anbindung an die Schmelzwasserströme des Alpenraumes jeder der beiden Umbrüche mit einer kräftigen Ausräumung – so im Donau- und unteren Isartal – verbunden war. Erneute Klimaverbesserung und flächenhafte Waldausbreitung am Übergang zum Holozän mit seinen nachfolgenden vergleichsweise geringen Klimaschwankungen, ab dem Jungholozän in ihren Auswirkungen wesentlich intensiviert durch

flächenhafte Rodungen im Hinterland und in der Aue selbst, führten im Zuge gesteigerter und abgeschwächter Hochfluttätigkeit zur Ausbildung sieben holozäner Terrassenkörper. Seit dem Jungholozän zeigt sich – wohl weitgehend anthropogen bedingt – eine stark gesteigerte Umlagerungstätigkeit mit der Ausbildung von allein drei eigenständigen, große Auenbereiche einnehmenden und in zunehmend kleinerem Zeitraum ausgebildeten Terrassenkörpern.

7. Zusammenfassung

Im Bereich des unteren Isartales unterhalb von Landshut und im angrenzenden Donautal zwischen Regensburg und Pleinting lassen sich mit Hilfe morphologischer, geologisch-sedimentologischer und pedologischer Abgrenzungskriterien **drei würmzeitliche Niederterrassen** (strat.) – NT1 bis NT3 – und **sieben holozäne Auenterrassen** – H1- bis H7-Terrasse (H = Holozän) – ausgliedern.

Ihren zeitlichen und in weiten Talabschnitten auch morphologisch-geologischen Rahmen bilden lößbedeckte **tiefer Talhangterrassen**. Während sie in der Literatur meist als einheitliche nicht weiter untergliederte mittelpleistozäne Hochterrasse aufgefaßt werden, bauen sie sich nach eigenen Untersuchungen aufgrund unterschiedlich hoher fluviatiler Erosions- und Akkumulationsniveaus aus mindestens fünf eigenständigen fluviatilen Sedimentkörpern (UT; HT1 bis HT3; Hartinger Schichten) auf (Kap. 4.2.1.).

Bezüglich ihrer Altersstellung läßt sich deckschichten-stratigraphisch für die Hochterrassen 1 bis 3 sowie die Hartinger Schichten ein Mindestalter von vorletzt-kaltzeitlich belegen. Für die Übergangsterrasse kann hingegen eine evtl. frühwürmzeitliche Ausbildung – älter als der auflagernde Frühwürm-Lößrhythmus Ib – nicht ausgeschlossen werden (Kap. 3.2.; Kap. 4.2.1.).

Von der ihrer Aufschotterung nachfolgenden, evtl. mehrfachen kaltzeitlichen Periglazial-Morphodynamik je nach Lage zum Talgrund unterschiedlich kräftig überprägt, werden ihre fluviatilen Aufschüttungsniveaus weitflächig von Lößdeckschichten mit schwankender Mächtigkeit verhüllt. Innerhalb dieser nach den vorliegenden Aufschlußbeobachtungen als würmkaltzeitlich einzustufenden Lößbedeckung ist zumindest auf den Hochterrassen der Zeitraum von der epigenetischen, vermutlich eemzeitlichen, interglazialen Bodenbildungszeit über die Würmkaltzeit bis ins jüngste Holozän mit seiner kräftigen anthropogenen Beeinflussung des Naturhaushaltes dokumentiert. Dabei zeigt sich für den im Talgrund nicht weiter differenzierbaren Zeitraum vom Würmfrüh- bis zum Würmspätglazial ein mehrfacher Wechsel unterschiedlicher ökologischer Bedingungen. Sie lassen sich in mindestens fünf Rhythmen (Lößrhythmus I bis V) – jeweils eingeleitet durch eine unterschiedlich kräftige Spül- und Solifluktuationsphase, gefolgt von einer Zeit vorherrschender Lößsedimentation und abgeschlossen durch eine kräftige, jeden Rhythmus charakterisierende interstadiale Bodenbildung – zusammenfassen (Kap. 4.2.2.).

Von den lößbedeckten tieferen Talhangterrassen hebt sich der **jungquartäre Talgrund** beider Flüsse durch

- seine morphologisch tiefere Tallage
- seine fehlende äolische Lößbedeckung

- und im Bereich der NT3 und holozänen Terrassen zumindest an der Donau durch gleich tiefe oder tieferliegende Terrassenbasen deutlich ab.

Morphologisch-geologisch-sedimentologisch betrachtet lassen sich die jungquartären Talgrundterrassen in zwei große Terrassenkomplexe zusammenfassen:

- a) dem aus drei Einzelterrassen zusammengesetzten, weitestgehend vertikal aufgehöhten, sich ehemals weitflächig erstreckenden, syngenetische Kaltklimaindikatoren führenden Niederterrassenkomplex mit der hochglazialen NT1 und den beiden spätglazialen NT2- und NT3-Stufen.
- b) dem aus sieben Einzelterrassen – H1- bis H7-Terrasse – aufgebauten, mäandergeformten und lateral gewachsenen, holozänen Auenterrassenkomplex.

Den begradigten Isar- und Donaulauf begleitend unterscheidet sich letzterer von den würmzeitlichen Terrassenfluren weiterhin

- durch die wesentlich kleineren Dimensionen seiner Terrassenflächen
- durch den morphologischen Innenbau seiner Einzelterrassen mit ihren von den tiefergelegenen Nahrinnen- zu den zentralen Bereichen aufsteigenden Terrassenoberflächen.

Zwischen beiden großen Terrassenkomplexen, den V-Schotterfaziestypen der Niederterrassen einerseits und den L-Schottern der holozänen Terrassen andererseits, d.h. am Übergang vom Spät- zum Postglazial fand innerhalb des Untersuchungsgebietes an beiden Flüssen der große flußdynamische Umbruch vom braided river des Hoch- und Spätglazials zum mäandrierenden, holozänen Flußlauf statt.

Die **relative stratigraphische Abgrenzung** der einzelnen Terrassenstufen ist sowohl durch morphologische Diskordanzen, durch pedologische Unterschiede sowie an der Donau im Raum Regensburg – Straubing teilweise auch durch den Nachweis unterschiedlich tiefer Terrassenbasen abgesichert.

¹⁴C- und dendrochronologische Datierungen fossiler Hölzer, unter Einbeziehung vor- und frühgeschichtlicher Fundstellen sowie historischer Quellen, erlauben folgende **zeitliche Einstufung der Einzelterrassen**:

NT1 : Würm-Hochglazial	H3 : Subboreal
NT2 : Würm-Spätglazial, prä-bölling	H4 : Eisen-/Römerzeit
NT3 : Bölling – Ende J. Tz.	H5 : Früh-/Hochmittelalter
H1 : Präboreal – Boreal	H6 : Mitte 14. Jh. – Mitte 18. Jh.
H2 : Atlantikum	H7 : Mitte 18. Jh. – Flußauffestlegung

Wie an der morphologischen Verknüpfbarkeit einzelner Terrassenstufen von Isar und Donau im Isarmündungsbereich direkt abzulesen ist, aber auch indirekt durch die gleich große Anzahl von nach den bisher vorliegenden Altershinweisen gleichalter Isar- und Donauterrassen angezeigt wird, besitzt die Donau und ihr alpiner Nebenfluß Isar eine synchron verlaufende Ausbildung pleistozäner und holozäner Flußterrassen. Eine Eigendynamik der Donau in Form kontinuierlicher, klimaunabhängiger Akkumulations- und Erosionsleistungen wie von FINK et al (1979: 110; ebenso: FINK 1977) postuliert, ist daher auszuschließen (s. Kap. 6).

Da zur **Genese der Einzelterrassen** aus keinem der untersuchten Talabschnitte von Isar und Donau Altersbelege vorliegen, die einer zeitlichen und damit auch ursächlichen Verknüpfung ihrer einzelnen Einheiten widersprechen würden, ist somit als wesentliche Ursache ihrer Ausbildung von einem überregional wirksamen Steuerungsmechanismus in Form klimatischer Faktoren auszugehen.

Neben der hochglazialen Aufschotterung (NT1) können kräftige klimatische Umbrüche, wie sie am Übergang vom Hoch- zum Spätglazial, sowie bei der ausgeprägten böllingzeitlichen Wiedererwärmung mit nachfolgendem jungtundrenzeitlichen Kälterückschlag stattfanden, als wesentliches auslösendes Moment zur Ausbildung dreier, ehemals weitflächig ausgebreiteter Niederterrassen angesehen werden. Mit Beginn der postglazialen Warmzeit, seiner flächenhaften Waldausbreitung kommt es in der Folgezeit im Zuge einer in ihrer Intensität wechselhaften lateralen Umlagerungstätigkeit an beiden Flüssen zur Ausbildung von sieben, wesentlich kleindimensionierteren L-Terrassen. An der Donau läßt sich nachweisen, daß dort die Einengung ihres Flußlaufes auf den schmalen postglazialen Talraum eine kräftige Tieferlegung ihrer Erosionsbasis auslöst; eine Tendenz, die zumindest oberhalb der Isarmündung bis zum Subatlantikum andauert und erst seit dem Jungholozän als Ausdruck einer zunehmenden anthropogenen Beeinflussung ihrer Flußdynamik durch eine kräftige Basiserhöhung bei gesteigerter lateraler Ausuferungstätigkeit abgelöst wird. Dieser wohl weitgehend anthropogen bedingte zweite, innerholozäne Umbruch im frühen Jungholozän zeigt sich an beiden Flüssen insbesondere anhand einer in der Folgezeit stark gesteigerten Umlagerungstätigkeit, die zur Ausbildung von allein drei eigenständigen, große Auenbereiche einnehmenden und in zunehmend kleinerem Zeitraum ausgebildeter Terrassenkörper führte.

Die Postulierung einer weitgehend klimatisch bedingten Terrassenbildung findet eine weitere Bestätigung im regionalen und überregionalen Vergleich (Kap. 6) der eigenen mit bestehenden Untersuchungen aus weiteren Flußtäleren bzw. Talabschnitten des Alpenvorlandes (Lech; österreichische Donautalweitungen) und des Mittelgebirgsraumes (Main und Regnitz). Sofern sicher datierte und abgegrenzte fluviatile Sedimentkörper nachgewiesen sind, zeigt sich auch dort ein annähernd synchroner Ablauf der jungquartären Flußdynamik.

LITERATURVERZEICHNIS

- AMANN, J. (1908): Die bayerische Landesvermessung in ihrer geschichtlichen Entwicklung. — München
- AMMON, L. v. (1875): Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Passau. — München
- APIAN, PH. (1568): 24 baierische Landtafeln. — Faksimile Ausgabe, hg. FAUSER, A. & STETTER, G. (1968); München.
- BATSCHKE, H. (1957): Geologische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse Ostniederbayerns. — Beih. geol. Jb., 26: 261–307; Hannover.
- BAUBERGER, W., CRAMER, P. & TILLMANN, H. (1969): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6938 Regensburg. — München
- BAUBERGER, W. & TROLL, G. (1969): Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayerischen Wald, Teil II: Aufschlüsse im Westteil: Regensburger Wald. — Geologica Bavarica, 59; 88. S., 32 Abb., 4 Tab., 1 Geol. Karte 1 : 100000. — München.
- BAUER, Fr. (1965): Der Geschiebehaushalt der bayerischen Donau im Wandel wasserbaulicher Maßnahmen. — Wasserwirtschaft 55, 4,5; Stuttgart.
- BAUMGARTNER, J. (1927): Die Straubinger Flurnamen. — Jber. d. Hist. Ver. f. Straubing, 29: 61–78; Straubing.
- BECHER, H.-D. (1978): Landshut. Die Stadt Landshut und das Landgericht Rottenburg. — Hist. Atlas v. Bayern, Teil Altbayern, 43; München.
- BECKER, B. (1972): Möglichkeiten für den Aufbau einer absoluten Jahrringchronologie des Postglazials anhand subfossiler Eichen aus Donauschottern. — Ber. Deutsche Bot. Ges., 85: 29–45; Stuttgart.
- (1982): Dendrochronologie und Paläoökologie subfossiler Baumstämme aus Flußablagerungen. — Ein Beitrag zur nachweiszeitlichen Auenentwicklung im südlichen Mitteleuropa. — Mitt. d. Komm. f. Quartärforschung d. Österreichischen Akad. d. Wiss., 5; Wien.
- & KROMER, B. (1986): Exkursion of the holocene dendrochronology by the preboreal pine series, 8800 to 10100 BP. — Radiocarbon, 28: 961–967; New Haven.
- BEHRE, K.-F. & LADE, U. (1986): Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 36: 11–36; Stuttgart.
- BEUG, H.-J. (1976): Die spätglaziale und frühpostglaziale Vegetationsgeschichte im Gebiet des ehemaligen Rosenheimer Sees (Oberbayern). — Bot. Jb. f. Syst., Pflanzengesch. u. Pflanzengeog., 95, 3: 373–400; Stuttgart.
- BÖHM, K. & SCHMOTZ, K. (1979): Die vorgeschichtliche Besiedlung des Donautales nordwestlich von Straubing und ihre geologischen Voraussetzungen. — Jber. d. hist. Ver. f. Straubing, 81: 39–88; Straubing.
- BOSINSKI, G., BRUNNACKER, K., KRUMSIEK, KL., AMBACH, U., TILLMANN, W. & URBAN-KÜTTEL, B. (1985): Das Frühwürm im Lößprofil von Wallertheim/Rheinhessen. — Geol. Jb. Hessen, 113: 187–215; Wiesbaden.
- BRUNHUBER, A. (1917): Die geologischen Verhältnisse von Regensburg und Umgebung. — Ber. naturwiss. Ver. zu Regensburg, 15: 1–105; Regensburg.

- BRUNNACKER, K. (1954): Die bodenkundlichen Verhältnisse der würmeiszeitlichen Schotterfluren im Illergebiet. — *Geologica Bavarica*, **18**: 113–130; München.
- Löß und diluviale Bodenbildungen in Südbayern. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **4/5**: 83–86; Stuttgart.
- (1956): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7142 Straßkirchen. — München.
- (1957): Die Geschichte der Böden im jüngeren Pleistozän. — *Geologica Bavarica*, **34**: 95 S.; München.
- (1958): Über junge Bodenverlagerungen. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **8**: 13–24; Erlangen.
- (1959 a): Zur Kenntnis des Spät- und Postglazials in Bayern. — *Geologica Bavarica*, **43**: 74–150; München.
- (1959 b): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7636 Freising Süd. — München.
- (1959 c): Zur Parallelisierung des Jungpleistozäns in den Periglazialgebieten Bayerns und seiner östlichen Nachbarländer. — *Geol. Jb.*, **76**: 129–150; Hannover.
- (1960): Bodenkarte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7636 Freising Süd. — München.
- (1964 a): Böden des älteren Pleistozäns bei Regensburg. — *Geologica Bavarica*, **53**: 148–160; München.
- (1964 b): Grundzüge einer quartären Bodenstratigraphie in Süddeutschland. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 224–228; Öhringen/Württ.
- (1964 c): Die geologisch-bodenkundlichen Verhältnisse in Epfach. — *Münchner Beitr. zur Ur- und Frühgeschichte*, **7**: 140–156; München.
- (1964 d): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7736 Ismaning. — München.
- (1965): Die Entstehung der Münchener Schotterfläche zwischen München und Moosburg. — *Geologica Bavarica*, **55**: 341–359; München.
- (1966): Die Deckschichten und Paläoböden über dem Fagotien-Schotter südwestlich von Moosburg. — *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1966: 214–227; Stuttgart.
- (1970): Zwei Lößprofile extremer Klimabereiche Bayerns. — *Geologica Bavarica*, **63**: 195–206; München.
- (1982): Äolische Deckschichten und deren fossile Böden im Periglazialbereich Bayerns. — *Geol. Jb.*, **F 14**: 15–25; Hannover.
- BOENIGK, W., KOCI, A. & TILLMANN, A. (1976): Die Matuyama/Brunhes Grenze am Rhein und an der Donau. — *N. Jb. f. Geol. u. Paläont., Abh.* **151**: 358–378; Stuttgart.
- & HAHN, J. (1978): Der jungholozäne Löß samt paläolithischen Kulturen in den Rheinlanden als Glied einer zeitlichen und räumlichen Faziesänderung. — In: NAGL, H. (Hrsg.): *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung*: 37–51; Wien.
- & KOSSACK, G. (1957): Ein Beitrag zur vorrömischen Besiedlungsgeschichte des niederbayerischen Gäubodens. — *Archaeologica geographica*, **6**: 43–54; Hamburg.
- LÖSCHER, M., TILLMANN, W. & URBAN, B. (1982): Correlation of the Quaternary Terrace Sequence in the Lower Rhine Valley and Northern Alpine Foothills of Central Europe. — *Quaternary Research*, **18**: 152–173; Washington.

- & STRAUCH, Fr. (1985): Beiträge zur Flußgeschichte im Holozän Mitteleuropas. — Geol. Bl. NO-Bayern, **34/35**: 503–515; Erlangen.
- BRUNNACKER, M. & BRUNNACKER, K. (1962): Weitere Funde pleistozäner Molluskenfaunen bei München. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **13**: 129–137; Öhringen.
- CASTEL, I.J.Y. (1984): Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Vegetationsgeschichte im Bereich der äußeren Jungendmoränen bei Bad Waldsee (Baden-Württemberg), BRD. — Flora, **175**: 91–101; Jena
- CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie. Stratotypen des Würm-Glazials. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **35**: 185–206; Hannover.
- CHRISTLEIN, R. (1977): Die römische Isartalstraße von Moos-Burgstall bis Landshut. — Verh. d. Hist. Ver. f. Niederbayern, **103**: 30–50; Landshut.
- CLESSIN, S. (1877/78): Vom Pleistozän zur Gegenwart. — Coor.-Bl. zool.-miner. Ver. Regensburg, **31/32**; Regensburg.
- (1884): Deutsche Exkursions-Mollusken-Fauna. — 2. Aufl.; Nürnberg.
- (1905): Eine altaluviale Conchylienfauna bei Pürklgut. — Ber. naturwiss. Ver. Regensburg, **10**: 39–45; Regensburg.
- (1910): Alluviale Conchylien, welche bei der Ausbaggerung des Umschlaghafen bei Regensburg gefunden wurden. — Ber. naturwiss. Ver. Regensburg, **12**: 1–7; Regensburg.
- COFFIN, D.E. (1963): A method for the determination of free iron in soils and clays. — Canadian Journal of Soil Science, **43**: 7–17; Ottawa.
- CZAJKA, W. & KLINK, H.-J. (1967): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 174 Straubing. Geographische Landesaufnahme 1 : 200000, Naturräumliche Gliederung Deutschlands. — Bonn - Bad Godesberg.
- DIEZ, TH. (1968): Die würm- und postwürmglazialen Terrassen des Lechs und ihre Bodenbildungen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **19**: 102–128; Öhringen.
- EICHER, U. (1979): Die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ und $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse in spätglazialen Süßwasserkarbonaten und ihr Zusammenhang mit den Ergebnissen der Pollenanalyse. — Diss. Univ. Bern.
- (1987): Die spätglazialen sowie die frühpostglazialen Klimaverhältnisse im Bereich der Alpen: Sauerstoffisotopenkurven kalkhaltiger Sedimente. — Geogr. Helvetica, **1987**: 99–104; Zürich.
- & SIEGENTHALER, U. (1982): Klimatische Informationen aus Sauerstoff-Isotopenverhältnissen in Seesedimenten. — Physische Geographie, **1**: 103–110; Zürich.
- ERTL, U. (1986): Pollenstratigraphie von Talprofilen im Main - Regnitz - Gebiet. — Diss. Univ. Düsseldorf.
- FEHN, KL. (1968): Frühe Stadtentwicklung in Straubing. — In: BOSL, K. (Hrsg.): Straubing - das neue und das alte Gesicht einer Stadt im altbayerischen Kernland. — Festschrift aus Anlaß des 750. Gründungsjubiläums: 59–72; Straubing.
- FENDL, J. (1979): Wörth. Stadt zwischen Strom und Berg. — Regensburg.
- FINK, J. (1977): Jüngste Schotterakkumulationen im österreichischen Donauabschnitt. — In: FRENZEL, B. (Hrsg.): Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen. — Erdwiss. Forsch., **XII**: 297–322; Wiesbaden.

- KOCI, A., KOHL, H. & PERZNER, M.A. (1979): Paleomagnetic research in the Northern Foothills of the Alps and the question of the correlation of terraces in the Upper Reach of the Danube. — Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, Project 73/1/24, Rep. 5: 108–113; Prag.
- FINSTERWALDER, R. (1967): Zur Entstehung der bayerischen Kartographie von ihren Anfängen bis zum Beginn der amtlichen Landesaufnahme. — Habilitationsschrift TH München.
- FOLGER, H. (1954): Swikkersperch. Beiträge zur Geschichte Schweicklbergs und des Landkreises Vilshofen in Niederbayern. — Schweicklberg.
- FREISING, H. (1949): Löße, Fließerden, Wanderschutt im nördlichen Württemberg. — Diss. TH Stuttgart.
- FREUNDORFER, W. (1974): Straubing. Landgericht, Rentkastenamt und Stadt. — Hist. Atlas von Bayern, Teil Altbayern, 32; München.
- GERMAN, R. (1960): Die Würmvereisung an Rhein- und Illergletscher zwischen Federseebecken und Günztal. — Geologica Bavarica, 43: 3–73; München.
- GREGOR, H.-J. (1982): Die jungtertiären Floren Süddeutschlands. — Stuttgart.
- GRÜGER, E. (1979): Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern — ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. — Geologica Bavarica, 80: 5–64; München.
- HAAR, U. de, KELLER, K., LIEBSCHER, H.-J., RICHTER, W. & SCHIRMER, H. (1979): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. — Boppard.
- HAASE, G. (1963) Stand und Probleme der Lößforschung in Europa. — Geogr. Ber., 27: 97–129; Berlin.
- HÄDRICH, F. (1970): Zur Anwendbarkeit einiger bodenkundlicher Untersuchungsmethoden in der paläopedologischen und quartärgeologischen Forschung unter besonderer Berücksichtigung der Untersuchung von Profilen an Lößaufschlüssen. — Ber. d. Naturforsch. Ges. zu Freiburg, 60: 103–137; Freiburg.
- HÄNDEL, D. (1982): Zur Problematik holozäner Flußschotter. — Z. geol. Wiss., 10: 811–828; Berlin.
- HEINDEL, K. (1936): Die Umgestaltung der Isar durch den Menschen. — Diss. München.
- HEINE, K. (1982): Das Mündungsgebiet der Ahr im Spät-Würm und Holozän. — Erdkunde, 36/1: 1–11; Bonn.
- HERGET, G. & KÖHLER, H. (1976): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6940 Wörth a. d. Donau. — München.
- HERMANN, A. & EGGER, FR. (1980): Das Abflußverhalten im Flußgebiet der Isar unter Anwendung der Fourier-Analyse. Teil I u. II. — Deutsche Gewässerkdl. Mitt., 24: 81–85, 132–136; Koblenz.
- HISTORISCHER VEREIN OBERBAYERN (1880) (Hrsg.): Philipp Apian's Topographie von Bayern und bayerische Wappensammlung. — Oberbayerisches Archiv für vaterländische Geschichte, 39; München.
- HOCHSTETTER, A. (1980): Die Hügelgräber-Bronzezeit in Niederbayern. — Materialh. zur bayerischen Vorgeschichte, Reihe A, 41; Kallmünz.
- HOFMANN, B. (1966): Bodenkarte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7439 Landshut Ost. — München.
- (1973): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7439 Landshut Ost. — München.

- HOMILIUS, J., WEINIG, H., BROST, E. & BADER, K. (1983): Geologische und geophysikalische Untersuchungen im Donauquartär zwischen Ulm und Passau. — Geol. Jb., E 25; Hannover.
- JERZ, H. (1982): Paläoböden in Südbayern. — Geol. Jb., F 14: 27–43; Hannover.
- JUNGSMANN-STADLER, Fr. (1972): Landkreis Vilshofen. Der historische Raum der Landgerichte Vilshofen und Osterhofen. — Hist. Atlas von Bayern, Teil Altbayern, 29; München.
- Kartieranleitung Arb.-Gem. Bodenkunde. — 3. Aufl.: 331 S.; Hannover 1982.
- KILIAN, (1836): Naturhistorische Mitteilungen. — Jber. Ver. f. Naturkunde, 3: 14–15; Mannheim.
- KLÄMPFL, J. (1855): Der ehemalige Schweinach- und Quinzinggau. Eine historisch-topographische Beschreibung. — Passau.
- KLÜPFEL, W. (1923/24): Zur geologischen und paläogeographischen Geschichte von Oberpfalz und Regensburg. — Abh. d. Gießener Hochschulgesellschaft, 3; Gießen.
- KÖHLER, M. (1973): Methoden zur Bestimmung des Calcit- und Dolomitgehaltes. — Veröff. Univ. Innsbruck, Monographien (Heissel-Festschrift); Innsbruck.
- KOHL, H. (1968): Beiträge über Aufbau und Alter der Donautalsole bei Linz. — Naturk. Jb. Stadt Linz: 7–60; Linz.
- (1973): Zum Aufbau und Alter der oberösterreichischen Donauebene. — Jb. oberösterreichische Mus. Ver., 118: 187–196; Linz.
- KRAUS, E.C. (1922): Der Blutlehm auf der süddeutschen Niederterrasse als Rest des postglazialen Klimaoptimums. — Geogn. Jh., 34: 169–222; München.
- KUKLA, J. (1961): Quaternary Sedimentation Cycle — Survey of Czechoslovak Quaternary. — Czwartorzęd Europy Środkowej i wschodniej, 1, INQUA VIth Int. Congress - Instytut Geologiczny, Prace, XXXIV: 145–154; Warszawa.
- (1969): Die zyklische Entwicklung und die absolute Datierung der Lössserien. — In: DEMEK, J. & KUKLA, J. (Hrsg.): Periglazialzone, Löss und Paläolithikum der Tschechoslowakei: 75–95; Brno.
- LAIS, R. (1940): Über rotgefärbte postglaziale Böden im Gebiet des Oberrheins. — Germania, 24: 157–166; Berlin.
- LEGER, M. (1965): Les terrasses du Danube de Regensburg a Pleinting. — Bull. de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire: 153–164; Paris.
- LEMCKE, K. (1984): Geologische Vorgänge in den Alpen ab Obereozän im Spiegel vor allem der deutschen Molasse. — Geol. Rdsch., 73: 371–397; Stuttgart.
- LINICK, T.W., SUESS, H.E. & BECKER, B. (1985): La Jolla Measurements of Radiocarbon in South German oak tree-ring chronologies. — Radiocarbon, 27: 20–32; New Haven.
- LOUIS, H. (1984): Zur Reliefentwicklung der Oberpfalz. — Relief, Boden, Paläoklima, 3: 1–66; Berlin, Stuttgart.
- MACKENBACH, R. (1984): Jungtertiäre Entwässerungsrichtungen zwischen Passau und Hausruck (O.-Österreich). — Sonderver. Geol. Inst. Univ. Köln, 55; Köln.
- MAISCH, M. (1987): Zur Gletschergeschichte des alpinen Spätglazials: Analyse und Interpretation von Schneegrenzdaten. — Geogr. Helvetica, 42, 2: 63–71; Bern.

- MANSKE, D.J. (1981/82): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 164 Regensburg. Geographische Landesaufnahme 1 : 200000, Naturräumliche Gliederung Deutschlands. — Bonn — Bad Godesberg.
- MECKENSTOCK, W. (1914): Morphologische Studien im Gebiet des Donaurandbruchs von Neustadt bis Regensburg. — Inaug. Diss. Berlin.
- MEYER, B. & ROHDENBURG, H. (1982): Paläoböden der südniedersächsischen Lößgebiete. — Geol. Jb., F 14: 298—309; Hannover.
- MOLL, W. (1970): Beiträge zur Genese und systematischen Stellung rubefizierter Parabraunerden aus alpinen Schottern und Geschieben. — Freiburger bodenkdl. Abh., 3; Freiburg.
- MÜLLER, G. (1964): Methoden der Sediment-Untersuchung. Teil 1. — Stuttgart.
- MÜNICHSDORFER, F. (1922): Das geologische Querprofil von München. — Geognostisches Jb., 34: 125—138; München.
- MÜNZING, KL. & AKTAS, A. (1987): Weitere Funde molluskenführender Mergellagen im unteren Deckschotter von Bayerisch Schwaben. — Jber. Mitt. oberrheinischer geol. Ver., N.F. 69: 181—193; Stuttgart.
- NEUBAUER, H. (1970): Hochwasser und Hochwasserschutz. — In: LANDRATS-AMT STRAUBING (Hrsg.): Der Landkreis Straubing: 254—264; Straubing.
- NOLL, R. (1963): Eugipius. Leben des Heiligen Severin. — Schriften u. Quellen d. alten Welt, 11; Berlin.
- OLLI-VESALAINEN, M., WISSERT, R. & FRENZEL, B. (1983): Über das Alter des spätglazialen Wolfratshausener Sees südlich von München. — In: JERZ, H. (Hrsg.): Führer zu den Exkursionen der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie 1983 im Nördlichen Alpenvorland und Voralpengebiet (Bayern, Tirol, Salzburger Land, Oberösterreich): 111—115; München.
- OSCHMANN, FR. (1958): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7038 Bad Abbach. — München.
- OSTERHAUS, U. (1985): Zwei römische Brunnen aus einer Villa rustica in Regensburg-Harting. — Das archäologische Jahr in Bayern 1984: 115—118; Stuttgart.
- PATZELT, G. (1980): Neue Ergebnisse der Spät- und Postglazialforschung in Tirol. — Jber. 1976/77 Österreichische Geogr. Ges., Zweig Innsbruck: 11—18; Innsbruck.
- PECHMANN, H. Freih. v. (1822): Über den frühern und gegenwärtigen Zustand des Wasser- und Straßenbaues im Königreich Baiern. — München.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, Ed. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1: Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen. — Leipzig.
- PIFFL, L. (1971): Zur Gliederung des Tullner Feldes. — Ann. d. Naturhist. Mus. Wien, 75: 293—310; Wien.
- (1974): Das Tullner Feld. Ein Beitrag zur Morphogenese einer Donaulandschaft. — Heidelberger Geogr. Schr., 40: 77—87; Heidelberg.
- POLLINGER, J. (1898): Die Ortsnamen der Landshuter Gegend. — Verh. Hist. Ver. Niederbayern, 34: 59—200; Regensburg.
- PRAMMER, J. (1987): Der römische Donauhafen von Sorviodurum. — Das archäologische Jahr in Bayern 1986: 111—114; Stuttgart.
- PRIEHÄUSER, G. (1953): Ortsfremde Gesteinsblöcke in diluvialen Schottern der Donaulandschaft bei Straubing. — Geologica Bavarica, 19: 281—296; München.

- RAUSCH, K.-H. (1975): Untersuchungen zur spät- und nacheiszeitlichen Vegetationsgeschichte im Gebiet des ehemaligen Inn-Chiemseegletschers. — *Flora*, **164**: 235–282; Jena.
- REISCH, L. (1974): Eine spätjungpaläolithische Freilandstation im Donautal bei Barbing, Ldkr. Regensburg. — *Quartär*, **25**: 53–71; Bonn.
- RICKEN, W. (1983): Mittel- und jungpleistozäne Lößdecken im südwestlichen Harzvorland. Stratigraphie, Paläopedologie, fazielle Differenzierung und Konnektierung mit Flußterrassen. — *Catena Suppl.*, **3**: 95–138; Cremlingen.
- RIECKHOFF-PAULI, S. (1986 a): Ein hallstattzeitliches Frauengrab von Regensburg-Harting. — *Das archäologische Jahr in Bayern 1985*: 77–78; Stuttgart.
- (1986 b): Eine hallstattzeitliche Bestattung aus der Donauebene bei Regensburg. — *Archäologisches Korrespondenzblatt*, **16**: 303–315;
- & TORBRÜGGE, W. (1984): Regensburg — Kelheim — Straubing, Teil I: Zur Siedlungsgeschichte der nördlichen Frankenalb, des Vorderen Bayerischen Waldes und der Donauebene. — *Führer zu archäologischen Denkmälern in Deutschland*, **5**; Stuttgart.
- RIEDL, A. v. (1796): *Reiseatlas von Bayern*. — München.
- (1806): *Stromatlas von Bayern*. — München.
- RIEHM, H. & ULRICH, B. (1954): Quantitative kolorimetrische Bestimmung der organischen Substanz im Boden. — *Landwirtschaftliche Forsch.*, **6**: 173–176; Frankfurt.
- ROESCHMANN, G., EHLERS, J., MEYER, B. & ROHDENBURG, H. (1982): Paläoböden in Niedersachsen, Bremen und Hamburg. — *Geol. Jb.*, **F 14**: 255–309; Hannover.
- ROHDENBURG, H. (1968): Jungpleistozäne Hangformung in Mitteleuropa — Beiträge zur Kenntnis, Deutung und Bedeutung ihrer räumlichen und zeitlichen Differenzierung. — *Göttinger bodenkdl. Ber.*, **6**: 3–107; Göttingen.
- & MEYER, B. (1966): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, **5**: 1–135; Hannover.
- & MEYER, B. (1968): Zur Deutung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? — *Göttinger bodenkdl. Ber.*, **6**: 127–212; Göttingen.
- & MEYER, B. (1979): Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. — Nachdruck von 1966 in: *Landschaftsgenese und Landschaftsökologie*, **3**: 1–89; Braunschweig.
- ROSE, K. (1971): Deggendorf. — *Historischer Atlas von Bayern, Teil Altbayern*, **27**; München.
- RÜCKERT, G. & KÖHLER, H. (1976): Quartär. — In: HERGET, G. & KÖHLER, H.: *Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6940 Würth a. d. Donau*: 59–60; München.
- RUTTE, E. (1962): *Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7037 Kelheim*. — München.
- SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. — *Frankfurter Geogr. Hefte*, **45**; Frankfurt.
- SCHAEFER, I. (1953): Zur Gliederung der Würmeiszeit im Illergebiet. — *Geologica Bavarica*, **18**: 1–112; München.

- (1966): Der Talknoten von Donau und Lech. Zur Frage des Talwechsels der Donau vom Wellheimer Trockental ins Neuburger Durchbruchstal. — Mitt. Geogr. Ges. München, **51**: 59–111; München.
- (1968): Münchener Ebene und Isartal. — Mitt. Geogr. Ges. München, **53**: 175–203; München.
- SCHEFFER, F. & MEYER, B. (1965): Ergebnisse pedologischer Untersuchungen an der Grabungsfläche: pedogenetische und stratigraphische Phasengliederung und weitere Beiträge zur Herkunft dunkler Grubenfüllungen in Lößgebieten. — Neue Ausgrabungen u. Forschungen in Niedersachsen, **2**: 72–88; Hildesheim.
- SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1982): Lehrbuch der Bodenkunde. — 11. Aufl.; Stuttgart.
- SCHIER, W. (1985): Zur vorrömischen Besiedlung des Donautales südöstlich von Regensburg. — Bayerische Vorgeschichtsblätter, **50**: 9–75; München.
- SCHIRMER, W. (1973): State of research on the Quaternary of the Federal Republic of Germany. C 2. The Holocene of the former periglacial areas. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 306–320; Öhringen/Württ.
- (1974): Holozäne Ablagerungen in den Flußtälern. — In: WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter: 351–365; Stuttgart.
- (1980): Exkursionsführer zum Symposium Franken: Holozäne Talentwicklung — Methoden und Ergebnisse. — Düsseldorf (Abt. Geologie der Universität).
- (1981 a): Holozäne Mainterrassen und ihr pleistozäner Rahmen (Exkursion G am 25. April 1981). — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **63**: 103–115; Stuttgart.
- (1981 b): Abflußverhalten des Mains im Jungquartär. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **41**: 197–208; Köln.
- (1983a): Holozäne Talentwicklung — Methoden und Ergebnisse. — Geol. Jb., A **71**: 370 S.; Hannover.
- (1983b): Aufbau und Alter der Tahlsohleschotter. — In: SCHMIDT-KALER, H.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 6934 Beilngries: 34–36; München.
- SCHLICHTING, E. & BLUME, H.P. (1966): Bodenkundliches Praktikum. — Hamburg, Berlin.
- SCHMEIDL, H. (1959): Pollenanalytische Untersuchungen. — In: BRUNNACKER, K.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7636 Freising Süd: 61–66; München.
- (1980): Zur spät- und postglazialen Vegetations- und Waldentwicklung in der montanen Stufe des Kartenblattes Aschau i. Chiemgau. — In: GANSS, O.: Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 8239 Aschau i. Chiemgau: 116–131; München.
- SCHMID, D. (1976): Regensburg I. — Hist. Atlas von Bayern, Teil Altbayern, **41**; München.
- SCHMIDT, W. (1970): Namen der Heimat. — In: LANDRATSAMT STRAUBING (Hrsg.): der Landkreis Straubing: 72–161; Passau.
- SCHMIDT-KALER, H. (1981): Tertiär in Nordostbayern. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 500000 von Bayern: 80–83; 3. Aufl.; München.

- SCHMOTZ, K. (1983): Die wichtigsten Ausgrabungen der Kreisarchäologie Deggendorf zwischen 1979 und 1983. — Archäologische Forschungen im Landkreis Deggendorf. Sonderheft des Deggendorfer Geschichtsvereins zum 2. Niederbayerischen Archäologentag: 11–39; Deggendorf.
- (1984 a): Die Bodenfunde im Gebiet der Marktgemeinde Hengersberg. — In: MARKT HENGERSBERG (Hrsg.): 975 Jahre Markt Hengersberg 1009 – 1984: 12–15; Hengersberg.
- (1984 b): Der bronzezeitliche Bestattungsplatz von Deggendorf-Fischerdorf. Die Grabungskampagne des Jahres 1982. — Ostbairische Grenzmarken. Passauer Jb. f. Geschichte, Kunst u. Volksde., 26: 16–59; Passau.
- (1984 c): Ein Depotfund der frühen Bronzezeit aus dem Niederbayerischen Donautal. — Archäologisches Korrespondenzblatt, 14: 145–153;
- (1985): Zum Stand der Forschung im bronzezeitlichen Gräberfeld von Deggendorf – Fischerdorf. — Archäologisches Korrespondenzblatt, 15: 313–323;
- GREGOR, H. & UNGER, H.J. (1983): Zur Archäologie und Geologie des Gebietes Natternberg bei Deggendorf – vorläufiger Bericht. — Documenta naturae, 9: 1–15; München.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 15: 199–206; Öhringen.
- SCHÖNWEISS, W. & WERNER, H. (1975): Mesolithische Wohnanlagen von Sarching, Ldkr. Regensburg. — Bayerische Vorgeschichtsblätter, Jg. 39: 1–29; München.
- & WERNER, H. (1977): Mesolithische Wohngrundrisse von Friesheim (Donau). In: Festschrift 75 Jahre Anthropologische Staatssammlung München 1902 – 1977: 57–66; München.
- SCHUMACHER, R. (1981): Untersuchungen zur Entwicklung des Gewässernetzes seit dem Würmmaximum im Bereich des Isar – Loisach – Vorlandgletschers. — Diss. München.
- SCHWARZ, E. (1952): Die namenskundlichen Grundlagen der Siedlungsgeschichte des Landkreises Regensburg. — Verh. Hist. Ver. Oberpfalz, 93: 25–65; Regensburg.
- SCHWERD, K. & UNGER, H. (1981): Molassebecken. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 500000: 88–95; 3. Aufl.; München.
- SCHWERTMANN, U., MURAD, E. & SCHULZE, D. G. (1982): Is there Holocene reddening (hematite formation) in soils of axeric temperate areas? — Geoderma, 27: 209–223; Amsterdam, Oxford, New York.
- STARKEL, L. (1985): Lateglacial and postglacial history of river valleys in Europe as a reflection of climate changes. — Z. f. Gletscherkde. u. Glazialgeol., 21: 159–164; Innsbruck.
- STETTER, G. & FAUSER, A. (1968): Faksimile-Ausgabe der 24 Landtafeln von Philipp Apian. — München.
- STÜCKL, E. (1976): Relikte der Pseudogley-Landoberfläche bei Regensburg. — Geol. Bl. NO-Bayern, 26: 105–116; Erlangen.
- STUIVER, M. & BECKER, B. (1986): High-precision decadal calibration of the radiocarbon timescale, AD 1950 – 2500 BC. — Radiocarbon, 28: 863–910; New Haven.
- TAUTE, W. (1980): Das Mesolithikum in Süddeutschland. Teil 2: Naturwissenschaftliche Untersuchungen. — Tübingen.

- THIENEMANN, A. (1950): Die Binnengewässer. — Bd. XVIII. — Stuttgart.
- TILLMANN, H. (1964): Jungtertiäre Sedimente am Rand des Grundgebirges Ostbayerns. — In: Erläuterungen zur Geol. Karte von Bayern 1 : 500000: 195–213; 2. Aufl.; München.
- TILLMANN, W. (1977): Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg und Neuburg/Donau und Regensburg. — Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, 30: 1–198; Köln.
- (1980): Zur plio - pleistozänen Flußgeschichte von Donau und Main in Nordostbayern. — Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., 62: 199–205; Stuttgart.
- (1984): Die Flußgeschichte der oberen Donau. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, 26: 99–202; Freiburg.
- KOCI, A. & BRUNNACKER, K. (1986): Die Brunhes/Matuyama-Grenze in Roßhaupten (Bayerisch Schwaben). — Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 68: 241–247; Stuttgart.
- TROLL, G. (1967): Bau und Bildungsgeschichte des Bayerischen Waldes. — Geologica Bavarica, 58: 15–22; München.
- TROLL, K. (1926): Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der Alpen. Ihre Oberflächengestalt, ihre Vegetation und ihr Landschaftscharakter. — Forsch. z. dt. Landes- u. Volkskde., 24, 4: 157–256; Stuttgart.
- UNBEHAUN, W. (1971): Die Hochwasserabflußverhältnisse der Bayerischen Donau. Hochwasser der Jahresreihe 1945/65. — Besondere Mitt. z. Deutschen Gewässerkdl. Jb., 30; München.
- UNGER, H.J. (1979): Die obere Süßwassermolasse zwischen Inn und Donau. — Aspekte, 1: 14–35; München.
- (1983 a): Geologische Karte von Bayern 1 : 50000. Erläuterungen zum Blatt Nr. L 7342 Landau a. d. Isar. — München.
- (1983 b): Der geologische Untergrund des Gebietes Natterberg. — In: SCHMOTZ, K., GREGOR, H.J. & UNGER, H.-J.: Zur Archäologie und Geologie des Gebietes Natterberg bei Deggendorf. — Documenta naturae, 9: 7–8; 1 Karte; München.
- (1983 c): Versuch einer Neugliederung der Oberen Süßwassermolasse. — Geol. Jb., A 67: 5–35; Hannover.
- (1983 d): Die Forschungsbohrungen Osterhofen GLA 1 bis 5, die Stratigraphie des tieferen Untergrundes und die Lagerung des Ortenburger Schotters. — Verh. Geol. B.-Anst., 1982: 285–311; Wien.
- & SCHWARZMEIER, J. (1982): Die Tektonik im tiefen Untergrund Ostniederbayerns. — Jb. d. Oberöstr. Mus. Ver., 127: 197–220; Linz.
- WEBER, K. H. (1978): Geologische Karte von Bayern 1 : 25000. Erläuterungen zum Blatt Nr. 7137 Abensberg. — München.
- WEINIG, H. (1972): Hydrogeologie des Isartales zwischen Landshut und Landau und ihre Beeinflussung durch Stauanlagen. — Diss. München.
- (1980): Hydrogeologie des Donautales. — In: BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.): Wasserwirtschaftliche Rahmenuntersuchung Donau und Main. Hydrogeologie: 9–26; Beilage 6, 7; München.
- WELTEN, M. (1981): Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm-Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 31: 187–202; Hannover.

- (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngerem Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N.F. 156; Bern.
- WERNER, H. J. & SCHÖNWEISS, R. (1974): Eine epipaläolithische und mesolithische Wohnanlage von Sarching, Ldkr. Regensburg. Eine Fundstelle der "Atzenhofer Gruppe" im Donautal ? . — Bonner Hefte z. Vorgeschichte, 8: 109–120; Bonn.
- WILD, K. (1968): Ortsnamen im Landkreis Vilshofen. — Ostbaierische Grenzmarken. Passauer Jb. f. Geschichte, Kunst u. Volkskde., 10: 12–28; Passau.
- WILKE, B. M. (1975): Bodenchronosequenzen aus Lockersedimenten der Lechterrassen. — Z. Pflanzenernährung u. Bodenkde., 1975: 153–171; Weinheim.
- WITTMANN, O. (1975): Rezente und Paläoböden aus Kreidesandsteinen unterschiedlichen Carbonatgehaltes. — Mitt. Deutsche Bodenkdl. Ges., 21: 119–156; Göttingen.

Anhang

Tab. 1.:	Bohrverzeichnis zu den Bohrungen im Raum Regensburg – Gmünd	314
Tab. 2.:	Bohrverzeichnis zu den Bohrungen im Raum Regensburg-Harting	324
Tab. 3.:	Bohrverzeichnis zu den Bohrungen im Raum Hofdorf – Münster	327
Tab. 4.:	Bohrverzeichnis zu den Bohrungen im Raum Straubing – Bogen	328
Tab. 5.:	Bohrverzeichnis zu den Bohrungen im Raum Deggendorf – Hofkirchen	330
Tab. 6.:	Quellenverzeichnis zur Beilage 1	332
Tab. 7.:	Quellenverzeichnis zur Beilage 2	332

Tab. 1: Bohrverzeichnis zu den Bohrungen im Raum Regensburg – Gmünd
(Bellage 6, 7, 11)

Abk.: ABAR = Autobahnbauamt Regensburg	1 Terrassenstufe
GLA = Geologisches Landesamt München	2 Ansatzhöhe
NDR = Neubauamt Donauausbau Regensburg	3 Schotteroberkante
StBAR = Straßenbauamt Regensburg	4 Quartärbasis
	5 Basis-Bezugsniveau

TK 1 : 25000 7038 Bad Abbach

1	Nr.	Archiv- Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liegende m. NN / Stratigr.
NT1	1	12	GLA	331.5	-	328.3	+2.0	319.5 Tertiär
NT1	2	13	GLA	332	329.3	328.4	+2.0	322.0 Tertiär
NT1	3	14	GLA	333	331.9	328.2	+2.0	325.5 Tertiär
								321.2 Kreide
HT3	4	15	GLA	333		330.4	+4.2	321.0 Kreide
NT1	5	16	GLA	333	330.3	327.4	+1.2	323.0 Kreide
NT1	6	17	GLA	332	331.1	327.5	+1.5	320.0 Tertiär
								315.0 Kreide
HT3	7	18	GLA	338	336.2	333.2	+7.1	332.6 Tertiär
								328.0 Kreide
HT3	8	19	GLA	337.5	335.0	330.4	+4.4	327.5 Br.-Tert.
HT3	9	20	GLA	336	333.4	329.0	+3.0	320.5 Tertiär
	10	OSCHMANN 1958: 174		366.3	-	-	-	350.3 Tertiär
								310.8 Kreide

TK 1 : 25000 6938 Regensburg

1	Nr.	Archiv- Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liegende m. NN / Stratigr.
NT3	1	ZL9	NDR	327.5	327.5	325.3	-0.9	324.3 Kreide
NT3	2	L9	NDR	332.2	-	324.4	-1.8	322.4 Kreide
HT3	3	Ts1	NDR	336.0		330.3	+4.1	328.0 Kreide
NT3	4	Ts2	NDR	330.2	330.2	324.2	-2.0	323.2 Kreide
NT1	5	R4	NDR	333.8	332.4	324.0	-2.4	Tertiär
NT1	6	174	GLA	333	333	327.5	+2.3	323.0 Tertiär
								321.5 Kreide
NT1	7	R6	NDR	332	330.4	327.8	+1.7	Tertiär
NT1	8	143	GLA	332	332	326.4	+1.4	320.0 Tertiär
NT3	9	73	*	331.0	328.3	324.0	-2.3	322.0 Jura
H	10	48	*	328.9	325.7	322.1	-4.1	316.9 Br.-Tert.
H	11	49	*	328.5	326.9	318.7	-7.5	318.0 Kreide

* BAUBERGER et al. (1969: Bohrnummer)

Tab. 1: Fortsetzung

TK 1 : 25000 6939 Donaustauf

1	Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liegende m. NN / Stratigr.
NT3	1	ZI7	NDR	332.3	328.3	321.7	-4.5	321.2 Jura
NT3	2	L11N	NDR	330.3	329.0	321.6	-3.4	Tertiär
NT3	3	Ts3	NDR	330.1	329.6	?		322.1 Kreide
NT3	4	Ts4	NDR	330.5	330.5	324.6	-1.6	322.5 Kreide
NT3	5	Ts5	NDR	330.1	330.1	323.5	-2.6	323.3 Kreide
NT3	6	Ts6	NDR	330.8	326.7	323.5	-2.6	323.3 Kreide
NT3	7	Ts8	NDR	330.2	330.2	323.2	-2.8	322.2 Tertiär
H3	8	Ts10	NDR	329.6	328.4	319.9	-6.1	319.6 Kreide
H3	9	Ts12	NDR	329.1	325.5	322.4	-3.6	321.1 Tertiär
H3	10	Ts14	NDR	329.2	324.4	322.4	-3.6	321.2 Tertiär
H3	11	Ts16	NDR	329.7	325.0	321.7	-4.2	320.7 Tertiär
H3	12	Ts18	NDR	329.6	324.4	322.6	-3.3	321.8 Tertiär
H3	13	Ts20	NDR	329.6	324.4	322.8	-3.1	321.6 Br.-Tert.
H3	14	Ts22	NDR	329.4	324.6	322.5	-3.4	321.4 Tertiär
H3	15	Ts24	NDR	329.2	329.2	323.2	-2.6	320.2 Br.-Tert.
H3	16	Ts26	NDR	329.0	325.0	322.1	-3.6	321.0 Tertiär
H3	17	Ts7	NDR	330.3	325.6	324.0	-2.1	322.7 Tertiär
NT3	18	Ts9	NDR	329.7	328.2	321.2	-4.8	319.9 Kreide
H3	19	Ts11	NDR	329.1	324.7	319.9	-6.1	318.5 Kreide
H3	20	Ts13	NDR	329.3	324.5	321.3	-4.7	320.3 Tertiär
H3	21	Ts15	NDR	329.9	324.5	321.9	-6.1	320.9 Tertiär
H3	22	Ts17	NDR	329.8	324.5	322.7	-3.2	321.8 Tertiär
H3	23	Ts19	NDR	329.6	324.6	322.4	-3.5	321.6 Tertiär
H3	24	Ts21	NDR	329.4	323.0	322.4	-3.4	319.4 Br.-Tert.
H3	25	Ts23	NDR	329.3	324.7	323.7	-2.1	317.3 Br.-Tert.
H3	26	Ts25	NDR	329.5	325.5	323.2	-2.6	321.5 Br.-Tert.
H3	27	Ts27	NDR	329.0	324.4	323.2	-2.5	322.0 Tertiär
H3	28	L11b	NDR	328.2	321.8	320.7	-5.0	316.1 Br.-Tert.
NT3	29	L15N	NDR	328.9	328.9	326.1	+0.5	324.9 Krist.
NT3	30	L16N	NDR	329.1	326.8	323.9	-1.5	321.7 ?
NT3	31	ZI16a	NDR	328.5	327.7	326.5	-1.0	325.3 Krist.
H6	32	ZI16e	NDR	329.1	326.3	324.8	-0.7	324.1 Krist.
H3	33	E8	NDR	328.2	323.5	322.3	-3.2	322.2 Krist.
H5	34	E9	NDR	327.3	322.9	322.3	-3.2	321.3 Krist.
H5	35	E10	NDR	327.3	325.0	325.0	-0.5	324.3 Krist.
H5	36	E11	NDR	327.0	325.2	324.9	-0.6	324.6 Krist.
H6	37	E12	NDR	326.8	325.3	325.3	-0.2	324.9 Krist.
H6	38	DS8	NDR	326.9	324.6	324.6	-0.8	323.6 Krist.
H6	39	DS9	NDR	326.6	324.2	324.2	-1.4	323.8 Krist.
H6	40	DS10	NDR	326.6	324.0	324.0	-1.4	323.0 Krist.
H6	41	DS11	NDR	326.1	322.6	322.6	-2.8	321.6 Krist.
H6	42	DS12	NDR	326.0	323.0	323.0	-2.4	322.0 Krist.
H6	43	DS13	NDR	324.5	321.1	320.9	-4.5	319.9 Krist.
H6	44	DS14	NDR	324.4	320.4	320.4	-4.1	319.4 Krist.
H6	45	DS15	NDR	324.4	320.5	320.5	-4.2	319.5 Krist.
H6	46	DS16	NDR	324.3	320.3	319.9	-5.8	318.9 Krist.
H6	47	DS17	NDR	324.2	317.7	316.8	-8.4	314.3 Tertiär
								314.2 Krist.
H6	48	DS18	NDR	324.4	317.0	315.4	-9.8	314.6 Tertiär
								314.4 Krist.
H6	49	DS19	NDR	324.4	318.1	317.6	-7.6	316.1 Krist.
H6	50	DS20	NDR	324.5	317.7	316.0	-9.2	315.0 Krist.
H6	51	DS22	NDR	324.4	318.9	312.4	-12.9	311.0 Krist.

Tab. 1: Fortsetzung

TK 1 : 25000 6939 Donaustauf

1	Nr.	Archiv- Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liegende m. NN / Stratigr.
H6	52	DS21	NDR	324.6	318.7	316.5	-8.7	315.5 Krist.
H6	53	DS23	NDR	324.4	319.0	313.3	-11.9	309.5 Tertiär
								308.5 Krist.
H7	54	A13	StBAR	326.3	321.3	311.0	-14.2	309.3 Krist.
H7	55	A12	StBAR	326.6	323.7	311.5	-13.6	310.6 Krist.
H7	56	A11	StBAR	326.9	326.0	312.6	-12.5	306.9 Krist.
H7	57	A10	StBAR	327.3	324.8	314.6	-10.5	313.3 Krist.
H6	58	L17N	NDR	328.5	319.8	318.5	-6.7	317.0 Krist.
H7	59	DS24	NDR	326.6	324.5	311.5	-13.5	300.5 Krist.
H6	60	A9	StBAR	326.3	322.7	311.0	-14.1	310.3 Krist.
H6	61	A8	StBAR	327.4	323.8	311.6	-13.4	311.0 Tertiär
								309.4 Krist.
H6	62	A7	StBAR	327.9	324.2	311.8	-13.2	310.4 Tertiär
								309.9 Krist.
H6	63	A6	StBAR	327.9	325.3	312.0	-13.0	309.9 Tertiär
H6	64	A5	StBAR	328.0	324.5	311.9	-13.1	310.0 Tertiär
H6	65	A4	StBAR	327.9	325.3	312.0	-13.0	309.9 Tertiär
H5	66	A3	StBAR	327.9	323.2	313.2	-11.7	311.9 Tertiär
H5	67	A2	StBAR	327.3	323.9	312.4	-12.5	311.3 Tertiär
H4	68	A1	StBAR	327.7	322.6	312.7	-12.2	311.7 Tertiär
H4	69	L14	NDR	327.5	324.3	315.1	-10.4	314.2 Tertiär
H7	70	ZI 13a	NDR	329.2	324.0	313.9	-11.6	313.2 Tertiär
NT2	71	R9	NDR	332.9	331.7	322.4	-3.4	322 Tertiär
NT1	72	25	GLA	331	331	325.9	-0.1	321.0 Tertiär
NT2	73	26	GLA	330	330	324.5	-1.0	319.9 Tertiär
H5	74	R11a	NDR	328.2	324.7	320.1	-5.1	320 Tertiär
NT2	75	ZR11	NDR	3314	330.4	322.4	-2.7	321.1 Tertiär
H5	76	ZR14	NDR	327.3	323.1	316.3	-8.6	312.8 Tertiär
H2	77	Barbing 1 *		328.5	327.1	321.5	-3.3	278.1 Tertiär
								235.1 Kreide
NT2	78	ZR14a	NDR	330.6	330.6	321.9	-2.9	320.0 Tertiär
H7	79	R15a	NDR	328.1	327.3	319.1	-5.8	Tertiär
H7	80	FD 1	NDR	327.9	323.8	314.2	-10.6	313.2 Tertiär
H7	81	FD2	NDR	327.6	324.2	315.7	-9.0	314.6 Kreide
H7	82	FD3	NDR	328.1	325.0	317.8	-6.9	316.8 Krist.
H7	83	FD4	NDR	327.8	325.6	315.2	-9.5	314.2 Krist.
H7	84	FD5	NDR	327.5	324.7	314.9	-9.7	313.7 Krist.
H7	85	FD6	NDR	327.7	324.4	311.2	-13.4	310.2 Krist.
H7	86	FD7	NDR	327.3	322.3	311.7	-12.7	310.3 Krist.
H7	87	FD8	NDR	326.9	323.5	311.1	-13.4	310.2 Krist.
H7	88	8	GLA	328	323.8	312.8	-11.6	311.0 Tertiär
H7	89	FD9	NDR	327.1	324.1	312.0	-11.4	311.1 Krist.
H7	90	9	GLA	327	324.6	313.1	-11.3	312.2 Krist.
H7	91	FD 10	NDR	327.5	325.7	313.0	-11.4	311.8 Krist.
H7	92	FD 11	NDR	327.5	325.8	314.2	-10.2	313.0 Krist.
H7	93	FD 12	NDR	327.4	326.4	315.9	-8.4	314.9 Krist.
H7	94	FD 13	NDR	327.6	325.7	317.6	-6.7	316.4 Krist.
H7	95	R 20a	NDR	327.8	323.3	313.8	-10.4	Tertiär
H7	96	FD 14	NDR	327.2	324.8	317.9	-6.2	316.7 Krist.
H7	97	FD 15	NDR	326.1	323.7	318.4	-5.7	317.1 Krist.
H7	98	FD 16	NDR	327.8	324.8	317.5	-6.7	315.5 Krist.
H7	99	11	GLA	327	323.6	313.2	-11.1	312.7 Tertiär
H7	100	FD 17	NDR	327.6	324.7	315.0	-9.0	314.0 Tertiär

* BAUBERGER et al. (1969: Bohrnummer)

Tab. 1: Fortsetzung

TK 1 : 25000 6939 Donaustauf

1	Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liegende m. NN / Stratigr.
H7	101	FD 18	NDR	327.3	325.5	313.1	-10.9	312.1 Tertiär
H7	102	FD 19	NDR	327.3	326.0	313.3	-10.7	312.3 Tertiär
H7	103	FD20	NDR	326.3	323.9	310.8	-13.1	309.8 Tertiär
H7	104	FD21	NDR	326.5	342.1	311.7	-12.2	310.7 Tertiär
H7	105	12	GLA	326	323.6	312.2	-11.8	311.0 Tertiär
H3	107	L18d	NDR	329.5	322.9	316.0	-8.0	315.8 Krist.
H3	108	L18a	NDR	329.6	323.1	316.1	-7.7	316.0 Krist.
H3	109	L18b	NDR	327.0	324.5	323.5	-0.2	Krist.
H4	110	L18c	NDR	328.8	322.2	318.1	-5.6	317.9 Krist.
H4	111	15	GLA	327	322.6	310.9	-12.8	310.0 Tertiär
H4	112	L19a	NDR	327.4	321.0	312.0	-11.6	311.1 Tertiär
H7	113	18	GLA	327	325.1	314.4	-9.2	310.0 Tertiär
H7	114	19	GLA	326	323.2	313.6	-9.9	313.0 Tertiär
H7	115	L20a	NDR	329.9	321.7	314.3	-9.1	312.9 Tertiär
H7	116	20	GLA	326	322.9	315.5	-7.9	314.0 Tertiär
H7	117	14	GLA	326	323.4	309.9	-13.9	309.0 Tertiär
H7	118	13	GLA	327	323.8	311.8	-12.1	311.0 Tertiär
H7	119	FD22	NDR	327.1	323.5	312.1	-11.6	311.1 Tertiär
H7	120	FD23	NDR	326.6	323.9	314.0	-9.7	313.0 Tertiär
H7	121	FD24	NDR	326.6	323.8	314.6	-9.1	313.6 Tertiär
H7	122	FD24a	NDR	326.5	323.2	314.8	-8.9	312.5 Tertiär
H7	123	17	GLA	326	323.6	315.0	-8.7	314.0 Tertiär
H7	124	FD24b	NDR	326.5	323.5	317.8	-5.9	316.9 Tertiär
H7	125	16	GLA	327	324.0	319.3	-9.9	314.0 Tertiär
H7	126	FD24c	NDR	326.6	324.3	321.3	-2.4	320.6 Tertiär
H7	127	FD24d	NDR	325.7	322.1	318.8	-4.9	318.2 Tertiär
H7	128	FD24e	NDR	325.0	321.3	317.2	-6.4	317.5 Tertiär
H7	129	FD24f	NDR	325.3	320.5	318.5	-5.1	317.7 Tertiär
H7	130	FD24g	NDR	325.5	317.9	316.9	-6.7	316.1 Tertiär
H7	131	FD24h	NDR	325.2	323.2	316.8	-6.7	316.2 Tertiär
H7	132	FD24i	NDR	326.3	323.4	318.8	-4.7	318.1 Tertiär
H7	133	FD24k	NDR	326.4	321.5	319.5	-4.0	318.8 Tertiär
H7	134	FD24l	NDR	325.9	322.6	320.4	-3.1	319.9 Tertiär
H7	135	FD25	NDR	326.6	323.6	318.0	-5.7	315.6 Tertiär
H7	136	FD26	NDR	326.0	322.8	319.0	-4.7	318.0 Tertiär
H7	137	FD27	NDR	325.7	323.3	319.3	-4.3	318.3 Tertiär
H7	138	FD28	NDR	326.8	325.3	320.2	-3.4	319.2 Tertiär
H7	139	FD29	NDR	326.5	324.9	320.5	-3.0	319.5 Tertiär
H7	140	FD30	NDR	326.6	323.3	321.8	-1.7	319.8 Tertiär
H7	141	FD31	NDR	326.1	324.1	320.4	-3.0	319.4 Tertiär
H7	142	FD32	NDR	325.5	323.3	319.7	-3.7	318.7 Tertiär
H7	143	FD33	NDR	325.6	323.1	320.2	-3.2	319.2 Tertiär
H7	144	FD34	NDR	325.9	325.3	320.7	-2.6	320.5 Tertiär
H7	145	FS19	NDR	324.4	320.7	318.9	-4.4	317.9 Tertiär
H7	146	FS18	NDR	325.0	321.8	319.1	-4.2	318.1 Tertiär
H7	147	FS17	NDR	324.9	321.6	319.2	-4.1	318.2 Tertiär
H7	148	FS16	NDR	324.6	321.0	319.9	-3.4	318.9 Tertiär
H7	149	FS15	NDR	325.7	321.9	319.3	-4.0	318.3 Tertiär
H7	150	FS14	NDR	324.8	321.1	318.4	-4.9	317.4 Tertiär
H7	151	FS13	NDR	325.4	319.2	319.2	-4.0	318.2 Tertiär
H7	152	FS12	NDR	325.6	321.7	319.0	-4.2	318.0 Tertiär
H7	153	FS11	NDR	324.6	321.9	319.0	-4.2	319.5 Tertiär
H7	154	FS10	NDR	324.6	322.1	319.7	-3.5	318.7 Tertiär
H7	155	FS9	NDR	326.2	322.9	318.7	-4.6	317.9 Tertiär
H7	156	FS8	NDR	324.5	322.3	319.1	-4.1	318.1 Tertiär

Tab. 1: Fortsetzung

TK 1 : 25000 6939 Donaustauf

1	Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liegende m. NN / Stratigr.
H7	157	FS7	NDR	324.6	322.9	319.1	-4.0	318.1 Tertiär
H7	158	FS6	NDR	325.4	323.7	319.3	-3.9	318.3 Tertiär
H7	159	FS5	NDR	325.0	324.6	318.7	-4.4	317.7 Tertiär
H7	160	FS4	NDR	324.8	318.8	318.8	-4.3	317.7 Tertiär
H7	161	FS3	NDR	325.5	319.8	319.8	-3.3	318.8 Tertiär
H7	162	FS2	NDR	325.7	324.0	318.7	-4.3	317.7 Tertiär
H7	163	FS1	NDR	325.5	324.2	319.5	-3.5	318.5 Tertiär
NT3	164	ZR36	NDR	328.7	328.1	319.7	-3.5	318.5 Tertiär
NT3	165	R36a	NDR	328.7	328.7	318.6	-4.5	318.0 Tertiär
NT3	166	B3	ABAR	328.9	328.4	321.3	-2.5	320.9 Tertiär
H7	168	ZR31	NDR	325.9	319.0	319.0	-4.7	318.0 Tertiär
NT3	169	B2	ABAR	328.9	328.9	321.2	-2.6	320.9 Tertiär
NT3	170	B1	ABAR	328.2	328.2	321.6	-2.2	321.2 Tertiär
NT3	171	B8	ABAR	328.6	328.1	321.1	-2.7	319.6 Tertiär
H6	172	R19	NDR	326.9	320.1	319.4	-5.1	318.4 Tertiär
H3	173	R16a	NDR	327.2	324.0	316.4	-8.2	315.4 Tertiär
NT3	174	R21	NDR	330.0	329.2	321.1	-3.1	320.1 Tertiär
NT3	175	R21a	NDR	329.7	328.2	321.5	-2.7	320.5 Tertiär
NT3	176	ZR25b	NDR	328.8	328.3	322.2	-1.8	320.1 Tertiär
NT3	177	R32	NDR	327.8	326.8	324.2	+0.6	323.2 Tertiär
NT3	178	R31a	NDR	329.0	329.0	<320.8	<-2.9	
NT3	179	R34	NDR	327.5	326.0	325.0	+1.8	321.5 Tertiär
NT3	180	R37	NDR	328.2	328.2	322.5	-0.6	320.0 Tertiär
NT3	181	R39	NDR	328.1	327.1	320.8	-2.0	320.3 Tertiär
NT3	182	R46	NDR	324.9	323.9	318.7	-3.7	317.0 Tertiär
NT3	183	R38a	NDR	327.4	326.3	319.4	-3.4	318.4 Tertiär
NT3	184	R45a	NDR	327.4	327.4	319.4	-3.1	319.0 Tertiär
H3	185	L23a	NDR	324.9	323.0	312.4	-10.9	311.9 Krist.
H4	186	L24a	NDR	326.0	317.5	316.0	-7.2	315.6 Krist.
H4	187	Z125a	NDR	325.5	320.3	320.1	-2.9	317.8 Krist.
H4	188	Z125b	NDR	325.5	322.9	312.7	-10.3	312.2 Krist.
H7	189	L25a	NDR	325.9	321.3	311.9	-11.0	311.0 Krist.
H4	190	L24b	NDR	325.8	321.0	312.2	-10.6	311.3 Krist.
H7	191	L25b	NDR	327.1	311.9	311.9	-10.9	311.1 Tertiär
H7	192	L25c	NDR	329.2	324.2	311.4	-11.3	310.9 Krist.
H7	193	L25d	NDR	328.9	311.9	311.9	-10.8	310.4 Krist.
H7	194	L26b	NDR	326.1	311.2	311.2	-11.5	310.5 Krist.
H7	195	L27b	NDR	327.2	323.5	311.7	-10.9	311.2 Krist.
H7	196	L27a	NDR	327.7	324.4	312.0	-10.6	311.5 Krist.
H7	197	L27c	NDR	327.6	313.1	313.1	-9.5	312.1 Krist.
H4	198	L26c	NDR	325.9	319.2	318.2	-4.5	317.7 Krist.
H4	199	L26	NDR	327.0	324.5	324.0	+1.4	322.9 Krist.
NT3	200	L28	NDR	326.0	323.2	322.7	+0.5	322.4 Krist.
H4	201	L28d/4	NDR	328.6	325.0	311.8	-10.4	311.6 ?
NT3	202	L29b	NDR	327.2	326.3	317.7	-4.3	316.7 Krist.
H6	203	R45f	NDR	327.8	322.5	315.0	-7.5	314.0 Tertiär
H6	204	R45e	NDR	326.6	322.6	311.6	-10.8	310.6 Tertiär
H6	205	R45g	NDR	326.9	323.5	310.2	-12.2	309.5 Krist.
H6	206	R45d	NDR	327.2	322.4	313.8	-8.5	312.8 Tertiär
H6	207	R45h	NDR	326.7	320.6	310.3	-12.0	310.0 Krist.
H6	208	R45c	NDR	326.3	321.5	312.4	-9.8	311.4 Tertiär
H6	209	R45b	NDR	325.4	322.0	313.4	-8.8	312.8 Tertiär
H5	210	ZR57	NDR	325.7	321.9	314.8	-8.3	312..4 Tertiär
H7	211	R57c	NDR	325.3	321.2	309.9	-12.1	309.6 Tertiär

Tab. 1: Fortsetzung

TK 1 : 25000 6939 Donaustauf

1	Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liegende m. NN / Stratigr.
H7	212	R57b	NDR	325.5	322.7	313.5	-8.4	312.5 Tertiär
H7	213	10	GLA	327	325.2	313.5	-10.8	312.4 Tertiär
NT3	214	B9	ABAR	329.1	329.1	321.4	-2.4	321.1 Tertiär
NT3	215	B7	ABAR	328.0	328.0	321.1	-2.7	321.0 Tertiär
NT3	216	B5	ABAR	328.2	327.6	321.2	-3.0	320.2 Tertiär
NT3	217	B6	ABAR	328.3	327.7	321.2	-2.6	320.3 Tertiär
NT3	218	B4	ABAR	329.0	328.6	320.5	-3.3	320.0 Tertiär
NT3	219	FS21	NDR	327.1	325.9	319.1	-4.3	318.1 Tertiär

TK 1 : 25000 7039 Mintraching

1	Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liegende m. NN / Stratigr.
NT1	1	23	GLA	331	331	323.5	-2.2	309.0 Tertiär
NT1	2	R8	NDR	331.7	331.2	327.3	+1.6	326.3 Tertiär
NT1	3	24	GLA	332	330.8	326.0	+0.3	322.0 Tertiär
NT1	4	26	GLA	332	331.3	327.5	+1.8	314.0 Tertiär
NT1	5	27	GLA	333	333.0	328.5	+2.8	323.0 Tertiär
NT1	6	11	GLA	331.5	331.5	321.9	-3.5	320.0 Tertiär
NT1	7	12	GLA	332	331.2	322.0	-3.4	319.0 Tertiär
NT2	8	R10a	NDR	331.1	330.4	320.6	-4.6	319.6 Tertiär
NT1	9	16	GLA	332	328.8	323.9	-0.5	312.0 Tertiär
NT1	10	R22	NDR	329.7	329.0	324.9	+0.5	324 Tertiär
NT2	11	KB37	ABAR	330.0	330.0	323.8	-0.1	320.0 Tertiär
NT2	12	KB35	ABAR	329.8	329.8	323.6	-0.3	314.8 Tertiär
NT2	13	KB36	ABAR	329.9	329.9	323.5	-0.4	319.9 Tertiär
NT1	14	R26	NDR	331.4	329.7	326.1	+2.2	325.0 Tertiär
NT2	15	R28	NDR	328.8	327.3	324.7	+1.0	324.0 Tertiär
NT2	16	F1	NDR	328.3	328.3	324.3	+1.0	323.0 Tertiär
NT2	17	KB39	ABAR	327.6	327.6	324.0	+0.8	317.6 Tertiär
NT2	18	KB38	ABAR	327.6	327.6	324.6	+1.4	312.6 Tertiär
NT2	19	F10	NDR	328.6	327.8	324.6	+1.4	323.6 Tertiär
NT2	20	R33a	NDR	328.7	327.9	325.0	+1.9	321.5 Tertiär
NT2	21	F2	NDR	327.3	326.5	324.6	+1.5	323.0 Tertiär
NT2	22	F4	NDR	327.7	327.1	324.8	+1.8	323.0 Tertiär
NT2	23	F3	NDR	327.3	325.9	324.3	+1.3	323.3 Tertiär
NT2	24	F5	NDR	328.1	328.1	324.1	+1.3	322.9 Tertiär
NT2	25	R40a	NDR	327.9	326.2	325.8	+3.3	321.9 Tertiär
H3	26	KB44	ABAR	326.3	326.3	318.5	-3.7	316.3 Tertiär
H3	27	R47b	NDR	324.4	322.3	316.4	-5.8	314.4 Tertiär
H4	28	R58a	NDR	324.9	322.5	313.2	-8.9	312.3 Tertiär
H4	29	KB47	ABAR	324.8	322.2	312.0	-10.0	309.8 Tertiär
NT2	30	R41	NDR	328.1	326.3	<322.4	<-0.2	
NT2	31	R49	NDR	325.9	325.4	323.1	+0.7	321.2 Tertiär
H3	32	R54c	NDR	324.3	321.3	313.3	-8.7	312.3 Tertiär
H3	33	R60c	NDR	324.3	321.3	313.8	-8.1	312.8 Tertiär
H7	34	R60b	NDR	325.2	320.2	313.2	-8.5	312.2 Tertiär
H3	35	R54	NDR	323.6	314.4	412.2	-9.7	311.0 Tertiär
H3	36	ZR54	NDR	323.8	319.3	311.8	-10.1	310.8 Tertiär

Tab. 1: Fortsetzung

TK 1 : 25000 7039 Mintraching

1	Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liegende m. NN / Stratigr.
NT1	37	R42	NDR	329.7	328.2	<323.6	<+1.0	
NT1	38	R51	NDR	326.0	326.0	323.4	+1.4	322.9 Tertär
H3	39	R61c	NDR	323.5	316.5	311.6	-10.1	310.2 Tertär
H6	40	R54b	NDR	325.2	321.2	317.2	-4.5	316.2 Tertär
NT1	41	9	GLA	329	329	321.5	-1.3	320.7 Br.-Tert.
NT1	42	10	GLA	329	329	322.1	-0.8	320.7 Br.-Tert.
NT1	43	8	GLA	329	328.5	323.2	+0.6	319.8 BR.-Tert.
NT1	44	7	GLA	330	330	322.7	+0.6	320.7 Tert.
NT1	45	6	GLA	30	330	323.7	+1.1	321.8 Tert.
NT1	46	5	GLA	330	330	323.7	+2.0	319.7 Tert.
NT1	47	4	GLA	330	330	324.2	+2.0	319.7 Tert.
NT1	48	R53N	NDR	327.9	327.0	322.3	+0.7	321.0 Tert.
NT1	49	ZR53	NDR	32.2	322.1	322.1	+0.6	321.1 Tert.
NT1	51	ZR52	NDR	328.8	327.0	321.3	-0.3	320.3 Tert.
HT3	53	1	GLA	339	334.7	334.0	+10.0	284.9 Br.-Tert.
UT	54	3	GLA	335.3	333.2	324.6	+1.1	323.3 Tert.
NT1	55	18	GLA	331.3	329.3	321.3	-3.8	302.3 Tert. 291.7 Kreide
NT1	56	21	GLA	332	330.8	327.5	+1.5	307.0 Tert.
NT1	57	22	GLA	331	330.3	325.5	0.0	321.0 Tert.
NT1	58	25	GLA	332	330.6	327.5	+1.5	307.0 Tert.
HT3	59	17	GLA	344	339.5	336.0	+10.5	271.0 Kreide
HT	60	14	GLA	338	334.2	329.0	+5.5	318.0 Tert.
HT3	61	2	GLA	339.6	335.3	331.7	+7.0	324.6 Tert.
HT3	62	1	StBAR	341	337.8	335.0	+9.5	333.0 Kreide
HT3	63	2	StBAR	341	338.2	334.4	+8.9	333.0 Kreide
HT3	64	91	StBAR	340.9	335.8	333.5	+8.0	320.9 Kreide
HT3	65	92	StBAR	341.5	336.7	333.7	+8.2	331.3 Kreide
HT3	65	93	StBAR	341.7	336.2	333.2	+7.7	331.7 Kreide
HT3	65	94	StBAR	342.0	336.7	332.4	+6.9	331.0 Kreide
HT3	65	95	StBAR	341.9	336.3	332.3	+6.8	329.9 Kreide
HT3	66	96	StBAR	340.0	335.3	332.4	+6.9	330.0 Kreide
HT1	67	97	StBAR	340.3	328.1	328.1	+2.7	325.8 Kreide
HT1	68	98	StBAR	339.8	333.5	328.0	+2.6	325.8 Kreide

TK 1 : 25000 6940 Wörth

1	Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liegende m. NN / Stratigr.
NT3	1	L30N	NDR	325	320.2	317.8	-3.9	317.3 Krist.
H7	2	L36a	NDR	326.4	319.6	316.4	-5.2	315.4 Krist.
H7	3	L36b	NDR	327.4	319.6	315.9	-5.5	314.9 Tert.
NT3	4	BK71	ABAR	327.7	327.7	<318.2	<-2.5	
NT3	5	B5 306	ABAR	324.0	323.4	317.2	-3.6	308.9 Krist.
NT3	6	B4 305	ABAR	324.5	324.5	316.7	-4.1	309.5 Krist.
NT3	7	B6 302	ABAR	323.4	323.4	316.6	-4.2	303.2 Br.-Tert.
NT3	8	BK79	ABAR	323.2	322.0	316.0	-4.7	313.2 Krist.
NT3	9	BK81	ABAR	325.4	325.4	316.1	-4.6	310.4 Krist.
NT3	10	BK72	ABAR	327.0	327.0	319.2	-2.0	319.0 Tert.
NT3	11	BK41	ABAR	324.9	324.9	316.4	-3.4	319.9 Krist.
NT3	12	B12	ABAR	324.0	321.9	316.4	-4.4	303.6 Krist.

Tab. 1: Fortsetzung

TK 1 : 25000 7040 Pfatter

1	Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liegende m. NN / Stratigr.
H7	1	KB55	ABAR	325.0	321.8	313.9	-7.6	312.0 Tertiär
H7	2	KB57	ABAR	325.0	322.4	317.5	-4.0	310.0 Tertiär
H7	3	KB58	ABAR	325.0	321.5	317.5	-4.0	305.0 Tertiär
H7	4	KB60	ABAR	325.6	323.1	318.1	-3.4	301.6 Tertiär
H7	5	KB62	ABAR	323.6	321.3	317.3	-4.1	303.6 Tertiär
H7	6	KB59	ABAR	324.9	322.2	317.9	-3.9	304.9 Tertiär
								299.9 Kreide
H7	7	KB61	ABAR	325.6	323.0	318.0	-3.5	305.6 Tertiär
H7	8	KB63	ABAR	323.7	321.4	317.5	-3.9	296.7 Tertiär
								293.7 Kreide
NT3	9	KB64	ABAR	326.7	326.7	316.3	-5.0	301.3 Tertiär
NT3	10	KB66	ABAR	327.1	327.1	318.0	-3.3	312.1 Tertiär
NT3	11	KB67	ABAR	327.4	327.4	316.6	-4.7	312.4 Tertiär
NT3	12	KB68	ABAR	32.1	327.1	316.5	-4.8	312.1 Tertiär
NT3	13	KB69	ABAR	327.1	327.1	316.4	-4.8	315.1 Tertiär
NT3	14	KB70	ABAR	327.1	327.1	<317.1	<-4.1	
NT3	15	L35	NDR	326	326	320.0	-1.0	319.0 Tertiär
NT3	16	ZL45	NDR	325.5	325.5	316.3	-4.6	315.3 Tertiär
NT3	17	L45z	NDR	324.7	323.3	316.0	-4.9	313.8 Tertiär
NT3	18	B18	ABAR	325.0	323.7	317.0	-3.4	310.2 Krist.
NT3	19	B17	ABAR	324.4	324.4	317.4	-3.0	309.7 Krist.
NT3	20	B24	ABAR	323.5	322.4	315.6	-4.5	308.5 Krist.
H5	21	B702	NDR	320.2	312.4	<310.7	<-8.9	
H7	22	ZR59	NDR	324.0	317.7	313.0	-8.7	312.0 Tertiär
H7	23	R60d	NDR	324.9	324.4	310.8	-10.8	309.3 Tertiär
H7	24	L39a	NDR	325.3	321.9	317.8	-3.8	316.8 Tertiär
NT3	25	L42N	NDR	325.8	324.2	320.6	-0.5	319.6 Tertiär
H5	26	L41N	NDR	323.9	320.3	311.9	-9.1	311.0 Tertiär
NT3	27/7049	GLA		325	323.7	315.7	-5.0	17.0 Tertiär
H3	28	ZL44	NDR	323.0	317.7	311.8	-9.0	310.8 Tertiär
H3	29	L49z	NDR	323.8	321.7	313.1	-7.4	311.7 Tertiär
H2	30	L50z	NDR	322.4	419.2	314.9	-5.5	313.9 Tertiär
H1	31	L55	NDR	322.2	318.2	311.0	-8.8	310.6 Tertiär
H6	32	L58N	NDR	322.7	319.5	<309.3	<-10.0	
H3	33	L48z	NDR	323.7	318.0	310.9	-9.5	309.7 Tertiär
H6	34	L48N	NDR	323.2	321.2	308.5	-12.1	307.2 Kreide
H6	35	ZL43	NDR	324.0	320.4	305.7	-15.1	304.7 Tertiär
H5	36	L43N	NDR	323.8	321.0	310.3	-10.6	309.3 Tertiär
H2	37	RS4	NDR	322.9	318.4	313.7	-7.2	312.9 Kreide
H3	38	RS3	NDR	323.1	320.7	312.7	-8.2	311.7 Kreide
H3	39	RS2	NDR	324.1	321.3	313.3	-7.2	312.9 Kreide
H7	40	RS1	NDR	322.6	320.0	313.2	-7.7	312.2 Kreide
H7	41	BK6b	NDR	323.5	320.7	312.7	-8.2	310.5 Tertiär
								302.5 Kreide
H7	42	BK5c	NDR	323.5	321.4	312-2	-8.7	308.5 Tertiär
								302.5 Kreide
H7	43	BK5a	NDR	318.0	318.0	312.4	-8.5	305.0 Tertiär
								303.0 Kreide
H7	44	BK5	NDR	319.1	319.1	311.2	-9.7	307.9 Tertiär
								303.1 Kreide
H7	45	BK1c	NDR	323.5	319.0	311.1	-0.8	303.4 Br.-Tert.
H6	46	BK1a	NDR	323.5	321.0	309.7	-11.2	302.5 Br.-Tert.
H6	47	BK2	NDR	326.7	323.6	308.5	-12.5	304.7 Br.-Tert.
H6	48	BK3a	NDR	323.6	320.6	307.8	-13.1	302.6 Br.-Tert.
H6	49	BK3	NDR	323.6	319.8	308.3	-12.6	304.4 Br.-Tert.

Tab. 1: Fortsetzung

TK 1 : 25000 7040 Pfatter

1	Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liegende m. NN / Stratigr.	
H6	50	BK3b	NDR	323.6	319.7	307.8	-13.1	302.6	Br.-Tert.
H7	51	BK6a	NDR	323.5	320.8	311.0	-9.9	311.7	Tertiär
								302.7	Kreide
H7	52	BK5b	NDR	323.5	320.6	311.7	-9.2	311.1	Tertiär
								302.5	Kreide
H4	53	R61b	NDR	325.2	321.4	313.7	-7.7	312.7	Tertiär
H4	54	R61f	NDR	325.0	319.8	312.0	-9.2	311.3	Tertiär
H4	55	R61e	NDR	325.5	320.0	312.7	-8.5	311.3	Kreide
H4	56	R61d	NDR	329.1	321.2	313.0	-8.2	312.0	Kreide
H6	57	R68	NDR	322.9	320.8	312.9	-7.6	311.9	Kreide
NT1	58	R66	NDR	327.4	325.4	320.6	+0.1	320.4	Tertiär
NT1	59	2	GLA	326	326	317.2	-2.9	313.0	Tertiär
NT1	60	3e	GLA	325	324.2	317.2	-2.3	316.0	Tertiär
NT1	61	3d	GLA	325	325	316.2	-3.3	315.0	Tertiär
NT1	62	3c	GLA	325	325	<320.0	<-1.0		
NT1	63	3b	GLA	324.5	324.5	<318.0	<-3.5		
NT1	64	3a	GLA	324	324	315.0	-4.5	314.0	Br.-Tert.
NT3	65	R73	NDR	324.0	324.0	<318.5	<-1.5		
NT2	66	R74	NDR	325	322.9	<318.3	<-1.7		
NT3	67	R79	NDR	324	322.9	<318.5	<-0.9		
NT2	68	R80	NDR	324	322.8	<318.5	<-1.0		
NT3	69	R81	NDR	323	322.0	<318.0	<-1.3		
NT3	70	R82	NDR	323	322.0	<318.0	<-1.3		
NT2	71	R86	NDR	325	321.9	<319.3	<0		
NT3	72	R85	NDR	323	321.9	<317.5	<-1.8		
NT3	73	R87	NDR	324	322.7	320.0	+1.0	319.0	Tertiär
NT3	74	R90	NDR	323	321.8	<317.5	<-1.3		
NT3	75	R92	NDR	322.5	322.5	<316.5	<-2.0		
H3	76	R91	NDR	321.0	320.0	<314.6	<-4.1		
NT3	77	R91a	NDR	322.5	321.5	314.5	-5.5	313.5	Tertiär
NT3	78	R89	NDR	323.0	321.0	<317.5	<-1.0		
NT1	79	4	GLA	326	326	319.7	+1.2	318.0	Tertiär
NT1	80	4	GLA	326	326	319.6	+1.1	317.0	Tertiär
NT1	81	4b	GLA	326	326	320.9	+2.4	311.0	Tertiär
NT1	82	4b	GLA	326	326	321.3	+2.8	317.0	Tertiär
NT1	83	4b	GLA	326	326	321.2	+2.7	317.0	Tertiär
NT1	84	4b	GLA	326	326	320.9	+2.4	317.0	Tertiär
NT2	85	1	GLA	323	323	319.2	+1.3	173.0	Br.-Tert.
NT2	86	R99	NDR	323.5	322.7	317.8	+0.8	316.6	Tertiär
NT3	87	R98	NDR	323.3	321.7	<317.9	<0		
NT3	88	R101	NDR	322.3	321.0	<316.7	<-1.0		
NT3	89	R102	NDR	322.0	320.8	<317.7	<+0.2		
NT3	90	R100	NDR	320.0	318.8	<318.2	<+1.2		
NT	91	R108	NDR	322.5	321.5	316.9	-0.1	316.0	Tertiär
NT	92	7	GLA	323	310.7	316.2	-0.6	308.0	Tertiär
NT	93	6	GLA	323	321.0	316.5	-0.3	313.0	Tertiär
NT	94	8	GLA	323	321.9	318.0	+1.2	303.0	Tertiär
NT	95	5	GLA	323	321.2	315.0	-1.8	313.0	Tertiär
NT3	96	B26	ABAR	323.9	323.9	315.9	-4.2	313.9	Krist.
HT2	97	B44	ABAR	331.1	328.5	319.4	0	316.1	Krist.
HT2	98	B45	ABAR	332.2	328.2	321.3	+1.9	317.2	Krist.
H7	99	BK1b	NDR	323.5	319.0	310.5	-10.5	303.5	Br.-Tert.
H7	100	BK4	NDR	317.3	317.3	311.8	-9.1	306.2	Br.-Tert.
H5	101	L64b	NDR	320.8	317.3	313.3	-5.0	312.2	Tertiär
H5	102	L65	NDR	320.9	315.1	311.1	-6.0	320.7	Tertiär

Tab. 1: Fortsetzung

TK 1 : 25000 7040 Pfatter

1	Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liegende m. NN / Stratigr.
HT1	103	L65b	NDR	325.0	324.5	313.9	-4.2	310.0 Tertiär
HT1	104	L70b	NDR	329.0	323.9	314.0	-3.8	307.0 Tertiär
NT1	105	R63N	NDR	328.4	327.7	322.2	+1.3	321.0 Tertiär
NT3	106	R111N	NDR	320.0	319.7A	315.0	-2.0	313.4 Tertiär

TK 1 : 25000 7041 Münster

1	Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liegende m. NN / Stratigr.
H	1	L73	NDR	319.4	315.2	307.0	-10.2	306.9 Tertiär
H	2	L74	NDR	319.5	317.0	312.5	-4.5	311.5 Tertiär
HT1	3	B98, B99	ABAR	327.5	323.3	<312.5	<-4.5	
HT1	4	B102	ABAR	327.2	322.2	312.8	-4.2	307.1 Tertiär
HT1	5	B104	ABAR	327.0	323.0	313.0	-4.0	311.2 Tertiär
NT3	6	R112	NDR	320.5	319.7A	316.9	-1.0	315.0 Tertiär
H7	7	B529Str	NDR	318.9	315.6	305.2	-11.6	302.9 Tertiär
H7	8	B531Str	NDR	318.2	315.6	312.4	-4.4	310.5 Tertiär
NT	9	R117a	NDR	322.0	319.8A	318.0	+1.5	316.0 Tertiär

**Tab. 2: Bohrverzeichnis zu den Bohrungen im Raum Regensburg-Harting
(Beilage 8, 9, 10)**

Abk.: GLA = Geologisches Landesamt München
StBAR = Straßenbauamt Regensburg
StR = Amt f. Statistik u. Stadtentwicklung d.
Stadt Regensburg

1 Ansatzhöhe
2 Schotteroberkante
3 Deckschichtenmächtigkeit
4 Quartärbasis

Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	1 m. NN	2 m. NN	3 m	4 m. NN	Liegende m. NN / Stratigr.
1	18	GLA	338	336.2	1.8	333.2	332.6 Tertiär 328.0 Kreide
2	19	GLA	337.5	335.0	2.5	330.4	327.5 Br.-Tert.
3	KB 385	StR	338.7	335.0	3.6	327.7	324.7 Br.-Tert.
4	384	StR	339.6	335.0	4.6	332.5	329.6 Tertiär
5	406	StR	337.1	329.7	7.4	327.7	325.1 Br.-Tert.
6	386	StR	337.8	334.4	3.4	330.8	325.8 Tertiär
7	379	StR	339.0	335.0	4.0	329.7	325.1 Br.-Tert.
8	380	StR	339.2	335.7	3.5	333.3	331.3 Tertiär 329.2 Kreide
9	381	StR	339.0	334.8	4.2	332.3	331.8 Tertiär 329.0 Kreide
10	382	StR	336.3	334.3	2.0	331.2	326.3 Tertiär
11	383	StR	336.5	331.8	4.7	328.1	324.5 Tertiär
12	387	StR	340.2	335.0	5.2	331.6	328.2 Tertiär
13	378a	StR	339.2	335.8	3.4	331.4	327.2 Br.-Tert.
14	378	StR	339.7	336.2	3.5	331.9	309.5 Br.-Tert.
15	324	StR	339.3	335.9	3.4	333.3	325.3 Kreide
16	324a	StR	339.3	335.6	3.7	333.8	325.3 Kreide
17	321a	StR	339.2	336.1	3.1	333.2	328.7 Kreide
18	318	StR	339.3	335.5	3.8	332.4	330.3 Kreide
19	318a	StR	339.1	335.9	3.2	333.0	329.1 Kreide
20	315	StR	337.5	333.2	4.3	330.7 *	323.5 Tertiär
21	315a	StR	337.5	332.4	5.1	328.7 *	323.5 Tertiär
22	312	StR	338.2	331.6	6.6	330.8	322.2 Tertiär
23	312a	StR	338.2	331.9	6.3	329.5 *	322.2 Tertiär
24	309a	StR	337.4	331.9	5.5	323.2	322.1 Tertiär
25	306a	StR	336.6	332.4	4.2	321.0	318.6 Tertiär
26	303a	StR	335.5	332.0	3.5	321.8	319.5 Tertiär
27	301b	StR	336.4	333.1	3.3	322.3	318.4 Tertiär
28	301 c-e	StR	336.2	333.7	2.5	322.8	320.2 Tertiär
29	389	StR	341.5	336.5	5.0	329.1	325.3 Tertiär
30	388	StR	339.9	335.6	4.3	333.5	323.9 Tertiär
31	388a	StR	339.7	335.4	4.3	331.2	323.7 Tertiär
32	326a	StR	339.2	335.4	3.8	332.5	312.4 Kreide
33	326	StR	339.2	335.4	3.8	332.1	313.5 Kreide
34	376	StR	340.1	335.1	5.0	334.3	331.1 Kreide
35	328	StR	338.8	335.1	3.7	332.2 *	324.8 Kreide
36	328a	StR	338.9	335.2	3.7	332.5 *	324.9 Kreide
37	331a	StR	339.2	336.0	3.2	334.2	333.2 Kreide
38	331	StR	339.4	334.9	4.5	333.9	331.9 Kreide
39	330a	StR	339.3	334.6	4.7	333.5	332.3 Kreide
40	114	StR	338.2	331.6	6.6	331.6	330.2 Kreide
41	115	StR	339.2	334.9	4.3	333.2 *	332.2 Kreide
42	B 113	StR	338.5	335.5	3.0	330.7	328.5 Kreide
43	316a	StR	338.4	333.8	4.6	330.0 *	324.8 Kreide
44	118	StR	339.1	335.0	4.1	332.9	331.1 Tertiär
45	111	StR	338.0	333.0	5.0	328.8 *	324.0 Tertiär

Fortsetzung Tab. 2:

Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	1 m. NN	2 m. NN	3 m	4 m. NN	Liegende m. NN / Stratigr.	
46	119	StR	338.8	335.4	3.4	332.3	330.8	Tertiär
47	132	StR	339.5	337.0	2.5	332.5	330.5	Tertiär
48	109	StR	338.5	332.5	6.0	323.0	317.5	Tertiär
49	123	StR	338.3	332.3	6.0	322.0	321.1	Tertiär
50	130	StR	340.1	333.3	6.8	323.8	322.1	Tertiär
51	108	StR	338.8	332.8	6.0	<330.8		
52	125	StR	338.5	330.9	7.6	<330.5		
53	129	StR	338.4	332.7	5.7	<330.4		
54	PB 75	StR	335.6	334.1	1.5	324.3	322.6	Tertiär
55	398	StR	345.5	339.3	6.2	335.0	333.5	Kreide
56	390	StR	342.2	338.0	4.2	333.4	327.9	Br.-Tert.
57	390a	StR	342.8	338.2	4.6	332.6	323.5	Br.-Tert.
58	391	StR	340.6	335.0	4.5	333.2	331.8	Tertiär
							330.6	Kreide
59	336a	StR	340.2	337.8	2.8	334.4	332.2	Kreide
60	336	StR	340.2	337.8	2.4	334.7	332.2	Kreide
61	338a	StR	340.6	337.4	3.2	334.7	332.6	Kreide
62	338b	StR	339.5	336.3	3.2	333.6	331.5	Kreide
63	136	StR	339.8	336.5	3.3	333.6	330.4	Tertiär
							329.8	Kreide
64	149	StR	339.9	336.1	3.8	333.3	331.9	Tertiär
65	152	StR	339.8	337.9	1.9	334.3	333.3	Tertiär
66	148	StR	340.0	336.8	3.2	332.8	329.0	Tertiär
67	154	StR	339.5	337.5	2.0	332.9	321.5	Tertiär
68	147	StR	339.5	335.5	4.0	331.8	330.5	Tertiär
69	155	StR	339.6	336.8	2.8	332.2	327.6	Tertiär
70	139	StR	338.5	332.1	6.4	322.8	321.5	Tertiär
71	146	StR	338.7	332.2	6.5	<322.7		
72	156	StR	338.5	332.2	6.3	323.5	323.2	Kreide
73	141	StR	338.2	333.1	5.1	<330.2		
74	145	StR	337.6	332.5	5.1	<329.6		
75	158	StR	337.1	332.9	4.2	<329.1		
76	399	StR	347.4	339.0	8.4	339.0	337.9	Kreide
77	392	StR	342.2	339.4	2.8	332.7	328.6	Tertiär
78	392a	StR	342.2	339.4	2.3	332.2	328.2	Tertiär
79	374	StR	340.6	336.6	4.0	334.7	332.6	Kreide
80	343	StR	340.8	337.1	3.7	334.9	330.8	Tertiär
81	343a	StR	340.5	336.6	3.9	335.0	332.5	Kreide
82	346a	StR	340.9	338.8	2.1	334.3	290.0	Kreide
83	346b	StR	340.8	337.1	3.7	334.9	332.8	Kreide
84	373	StR	342.5	339.3	3.2	333.4	330.8	Tertiär
85	348	StR	341.7	339.2	2.5	335.0	331.7	Kreide
86	348a	StR	341.5	339.5	2.0	334.7	331.5	Kreide
87	169	StR	339.4	335.8	3.6	333.5	332.5	Kreide
88	171	StR	340.6	338.8	1.8	334.6	333.6	Kreide
89	168	StR	339.2	335.9	3.3	333.7	333.4	Tertiär
							331.2	Kreide
90	165	StR	338.0	331.8	6.2	324.7	324.0	Kreide
91	175	StR	337.7	332.2	5.5	326.4	322.7	Kreide
92	180	StR	338.9	331.3	6.2	324.7	324.0	Kreide
93	176	StR	337.5	333.9	3.6	3323.0	322.5	Kreide
94	163	StR	337.5	332.6	4.9	<329.5		
95	177	StR	337.1	332.4	4.7	<329.1		
96	179	StR	337.9	330.9	7.0	322.9	321.9	Kreide
97	KB 400	StR	347.5	342.5	5.0	342.5	332.5	Kreide
98	KB 401	StR	352.1	349.5	A	348.5	336.5	Kreide
99	393	StR	344.2	38.9	5.3	334.0	332.2	Kreide
100	393a	StR	344.2	339.0	5.2	333.7	332.2	Kreide

Fortsetzung Tab. 2:

Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	1 m. NN	2 m. NN	3 m	4 m. NN	Liegende m. NN / Stratigr.
101	394	StR	344.6	339.0	5.6	334.6	332.6 Kreide
102	395	StR	343.3	338.2	5.1	35.3	33.3 Kreide
103	371a	StR	342.7	338.3	4.4	335.0	334.0 Tertiär
							332.7 Kreide
104	371	StR	342.6	338.5	4.1	334.8	333.7 Tertiär
							332.6 Kreide
105	370	StR	341.9	338.2	3.7	335.0	334.1 Tertiär
							331.9 Kreide
106	396	StR	342.6	337.1	5.5	334.2	333.0 Tertiär
							332.6 Kreide
107	351a	StR	342.6	339.4	3.2	334.7	316.1 Kreide
108	351	StR	342.6	339.1	3.5	334.4	316.4 Kreide
109	353	StR	342.7	339.0	3.7	335.1	332.7 Kreide
110	353	StR	342.7	339.6	3.0	334.8	333.6 Kreide
111	356a	StR	343.0	339.4	3.6	334.1	331.0 Kreide
112	356	StR	342.9	339.4	3.5	333.9	330.0 Kreide
113	358	StR	342.4	338.9	3.5	333.5	331.3 Tertiär
							330.4 Kreide
114	358	StR	342.3	339.3	3.0	333.0	331.5 Tertiär
							329.3 Kreide
115	369	StR	342.4	338.3	4.1	333.4	330.9 Tertiär
							330.4 Kreide
116	361a	StR	339.2	331.3	7.9	328.3	326.0 Tertiär
							325.2 Kreide
117	361	StR	339.1	330.7	8.4	327.5	326.1 Tertiär
							325.1 Kreide
118	397	StR	341.0	338.5	2.5	332.8	329.0 Tertiär
119	364a	StR	338.4	332.4	6.0	321.8	321.0 Kreide
120	366a-f	StR	338.6	332.3	6.3	321.6	320.1 Kreide
121	367	StR	339.0	332.0	7.0	322.0	319.0 Tertiär
122	17	GLA	343	338.5	4.5	335.0	270.0 Kreide
123	12	GLA	332	331.2	0.8	322	319.0 Tertiär
124	11	GLA	331.5	331.5	-	321.9	320.0 Tertiär
125	*	*	366.3	356.3	10.0	356.3	350.3 Tertiär
							320.8 Kreide
126	98	StBAR	339.8	333.5	6.3	328.0	325.8 Kreide
127	97	StBAR	340.3	-	-	328.1	325.8 Kreide

* OSCHMANN 1958: 174

Tab. 3: Bohrverzeichnis zu den Bohrungen im Raum Hofdorf – Münster
(Abb. 10, 11)

Abk.: ABAR = Autobahnbauamt Regensburg
GLA = Geologisches Landesamt München
NDR = Neubauamt Donauausbau Regensburg

- 1 Terrassenstufe
- 2 Ansatzhöhe
- 3 Schotteroberkante
- 4 Quartärbasis
- 5 Basis-Bezugsniveau

1	Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liegende m. NN / Stratigr.	
HT2	1	124/2B1	ABAR	339.3	329.0	<319.3	<+0.6		
HT2	2	B60	ABAR	337.6	328.4	<327.6	<+8.7		
HT2	3	B66	ABAR	336.1	327.1	<325.9	<+7.4		
HT1	4	B79	ABAR	331.1	324.6	<321.1	<+3.2		
HT1	5	B80	ABAR	331.1	323.4	<321.1	<+3.2		
HT1	6	B82	ABAR	327.5	323.0	<322.5	<+4.9		
HT1	7	B83	ABAR	327.1	323.1	<321.6	<+4.0		
HT1	8	B92	ABAR	329.9	322.9	<319.6	<+2.2		
HT1	9	B97	ABAR	327.6	322.8	<319.6	<-4.4		
HT1	10	B98	ABAR	327.5	323.2	<312.5	<-4.5		
HT1	11	B99	ABAR	327.1	323.4	312.1	<-4.9		
HT1	12	B100	ABAR	327.1	323.4	312.1	<-4.9		
HT1	13	B101	ABAR	326.4	323.0	318.4	<+1.4		
HT1	14	B102	ABAR	327.2	322.2	312.8	-4.2	307.0	Tertiär
HT1	15	B103	ABAR	327.0	321.2	312.2	-4.8	312.0	Tertiär
HT1	16	B104	ABAR	327.0	323.0	313.0	-4.0	301.0	Br.-Tert.
HT1	17	B105	ABAR	327.2	321.7	312.7	-4.3	312.2	Tertiär
HT1	18	B108	ABAR	328.0	323.5	<323	<+6.2		
HT1	19	B109	ABAR	328.6	323.1	<318.0	<+1.4		
HT1	20	B110	ABAR	327.6	322.6	<317.1	<+0.8		
UT	21	B115	ABAR	324.5	320.8	312.8	-3.7	309.5	Tertiär
UT	22	B116	ABAR	324.3	320.9	313.0	-3.5	309.3	Tertiär
UT	23	B117	ABAR	324.1	321.1	319.1	<+2.5		
UT	24	B118	ABAR	324.4	320.9	<319.1	<+2.7		
UT	25	B124	ABAR	323.2	320.8	313.0	-3.2	308.2	Tertiär
UT	26	B125	ABAR	323.1	321.3	313.3	-2.9	308.1	Br.-Tert.
UT	27	B129	ABAR	322.9	321.3	313.2	-2.8	307.9	Tertiär
NT2	28	B135	ABAR	322.3	319.6	310.7	-5.1	307.9	Br.-Tert.
NT2	29	B136	ABAR	321.6	319.2	311.2	-4.6	306.6	Tertiär
NT2	30	B137	ABAR	321.5	319.2	<316.5	<+0.7		
NT2	31	B138	ABAR	321.9	319.9	<316.9	<+1.2		
NT2	32	B139	ABAR	322.6	319.4	<317.6	<+1.9		
NT2	33	B140	ABAR	322.8	319.6	<317.8	<+1.2		
NT2	34	B141	ABAR	323.1	319.4	310.3	-5.2	308.1	Tertiär
NT2	35	B142	ABAR	323.4	319.2	311.7	-3.8	308.4	Br.-Tert.
NT2	36	BIII	ABAR	322.5	318.9	316.7	+1.1	315.7	Jura
NT2	37	BI	ABAR	322.7	319.3	<314.1	<-1.7		
UT	38	BIV	ABAR	323.6	319.3	317.6	+1.8	317.0	Jura
NT2	39	2	GLA	321.1	318.8	312.1	-4.1	306.1	Tertiär
NT2	40	1	GLA	320.7	319.6	313.4	-2.8	305.7	Tertiär
UT	41	3	GLA	323.1	321.4	313.0	-3.2	308.1	Tertiär
H	42	L76N	NDR	319.2	312.9	307.9	-8.7	306.1	Tertiär
H	43	L73	NDR	319.4	317.2	307.0	-10.2	306.9	Tertiär
H	44	L70b	NDR	329.0	323.9	314.0	-3.8	307.0	Tertiär
H	45	L65b	NDR	325.0	324.4	313.9	-4.2	310.0	Tertiär
H	46	L65	NDR	320.9	315.1	312.1	-6.0	311.7	Tertiär
H	47	L64a	NDR	320.8	317.3	313.3	-5.0	312.2	Tertiär
NT3	48	R91a	NDR	322.5	321.5	314.5	-4.4	313.5	Tertiär
H	49	B527Str	NDR	319.5	318.0	308.7	-8.0	307.5	Tertiär

Tab. 4: Bohrverzeichnis zu den Bohrungen im Raum Straubing – Bogen
(Bellage 14)

Abk.: GLA = Geologisches Landesamt München
NDR = Neubauamt Donausaubau Regensburg

- 1 Terrassenstufe
- 2 Ansatzhöhe
- 3 Schotteroberkante
- 4 Quartärbasis
- 5 Basis-Bezugsniveau

1	Nr.	Archiv- Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liege m. NN / Stratigr.
H	1	L 82	NDR	317.7	314.9	308.0	-6.0	306.7 Tertiär
H	2	I 87a	NDR	318.6	315.6	307.6	-8.6	306.6 Tertiär
H3	3	B1029	NDR	318.4	314.4	306.3	-9.7	305.4 Tertiär
H3	4	B1027	NDR	318.1	314.4	306.4	-9.6	305.1 Tertiär
H3	5	B1025	NDR	318.1	315.3	306.8	-9.2	306.1 Tertiär
H1	6	B1023	NDR	317.4	312.0	306.8	-9.2	305.4 Tertiär
H1	7	B132Str	NDR	317.1	313.6	307.8	-8.2	302.4 Tertiär
H1	8	B1021	NDR	317.1	313.8	307.3	-8.7	306.1 Tertiär
H1	9	B1019	NDR	317.6	315.9	307.8	-8.2	306.6 Tertiär
H2	10	B1017	NDR	317.7	307.9		-8.0	306.7 Tertiär
H2	11	B1015	NDR	317.6	313.8	307.9	-8.0	306.6 Tertiär
H2	12	B1013	NDR	318.1	313.6	308.2	-7.8	307.1 Tertiär
H2	13	B1011	NDR	318.0	315.7	307.6	-8.3	307.0 Tertiär
H2	14	B1009	NDR	318.0	316.0	308.3	-7.5	307.0 Tertiär
H2	15	B1007	NDR	317.9	315.4	307.3	-8.5	306.9 Tertiär
H2	16	B1005	NDR	317.9	314.3	307.1	-8.7	305.9 Tertiär
H1	17	B1532	NDR	318.0	315.6	306.8	-9.2	306.0 Tertiär
H1	18	B1530	NDR	317.9	315.5	307.3	-8.7	305.9 Tertiär
H1	19	B1528	NDR	317.7	316.1	308.0	-8.0	306.7 Tertiär
H1	20	B133Str	NDR	316.9	314.0	308.6	-7.3	307.4 Tertiär
H1	21	B1526	NDR	317.4	315.9	308.4	-7.5	307.4 Tertiär
H1	22	B1524	NDR	318.3	317.4	308.9	-7.0	308.3 Tertiär
H1	23	B535Str	NDR	317.2	313.7	309.2	-6.7	307.2 Tertiär
H2	24	B1521	NDR	316.7	311.6	307.8	-7.9	306.7 Tertiär
H2	25	B135Str	NDR	316.7	313.8	308.0	-7.7	306.7 Tertiär
H2	26	B1519	NDR	317.3	314.9	309.1	-6.7	308.3 Tertiär
H2	27	B1517	NDR	317.4	315.0	309.4	-6.4	307.3 Tertiär
H2	28	B1515	NDR	317.3	312.9	308.7	-7.1	307.3 Tertiär
H1	29	B137Str	NDR	317.2	312.4	309.0	-6.8	308.2 Tertiär
H1	30	B537Str	NDR	317.3	313.4	309.0	-6.8	307.3 Tertiär
H7	31	B1004	NDR	317.3	315.4	308.5	-7.2	307.3 Tertiär
H7	32	B1003	NDR	316.4	315.4	308.5	-7.2	307.4 Tertiär
H7	33	B136Str	NDR	317.1	314.5	308.3	-7.4	307.3 Tertiär
NT3	34	R128	NDR	317	315.4	<311.7	<-3.4	
NT3	35	R130	NDR	316.5	314.2	<311.5	<-3.7	
NT3	36	R129	NDR	318	316.8	<311.2	<-4.0	
NT3	37	R132a	NDR	318.1	317.3	308.9	-5.6	307.6 Tertiär
H4	38	R131z	NDR	316.2	310.7	305.1	-9.4	301.7 Tertiär
NT1	39	R135	NDR	321.9	320.9A	313.6	-1.0	301.6 Tertiär
H7	40	R136	NDR	317.6	313.6		-1.0	301.6 Tertiär
NT	41	3/7041	GLA	323.1	321.4	313.0	-2.7	308.1 Tertiär
H5	42	L93	NDR	317.7	313.1	309.7	-5.5	308.7 Tertiär
H6	43	L95N	NDR	317.1	314.4	307.9	-7.3	306.5 Tertiär
H4	44	L100	NDR	317.4	314.0	<306.8	<-8.8	
H4	45	L101	NDR	316.1	312.1	306.9	-8.1	304.3 Tertiär
H2	46	L102	NDR	316.1	312.5		-2.3	311.1 Tertiär
H6	47	L97N	NDR	317.2	308.7	307.4	-7.1	305.2 Tertiär
H3	48	L103	NDR	317.2	313.8	306.7	-6.9	305.0 Tertiär
H6	49	R137	NDR	316.1	313.1	307.4	-7.1	304.6 Tertiär

Tab. 4: Fortsetzung

1	Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. MW	Liegende m. NN / Stratigr.
H4	50	L104	NDR	315.7	311.2	306.2	-8.1	304.2 Tertiär
NT1	51	14/7141	GLA	322		314.8	+0.4	310 Tertiär
NT1	52	R138	NDR	321.0	320.3	314.2	-0.1	312.0 Tertiär
NT2	53	L108	NDR	318.2	317.0A	314.3	0.0	312.3 Tertiär
H1	54	7/7041	GLA	315.2	306.9	-	-7.3	305.2 Tertiär
H4	55	7/7041	GLA	315.0	<310.2	-	-	<310.2 Tertiär
H4	56	7/7041	GLA	314.6	311.1	305.7	-8.5	301.6 Tertiär
H4	57	7/7041	GLA	315.2	312.5	<302.3	<-11.9	
H4	58	7/7041	GLA	315.5	312.0	303.7	-10.5	300.5 Tertiär
H5	59	7/7041	GLA	315.7	310.7	305.4	-8.8	302.7 Tertiär
H6	60	7/7041	GLA	315.6	313.4	307.4	-6.8	300.6 Tertiär
H6	61	7/7041	GLA	315.4	312.9	307.6	-6.6	300.4 Tertiär
H6	62	7/7041	GLA	315.4	312.9	307.7	-6.5	300.4 Tertiär
H6	63	7/7041	GLA	315.8	314.1	307.7	-6.5	300.8 Tertiär
H6	64	7/7141	GLA	315.8	313.9	307.5	-6.7	300.8 Tertiär
H6	65	7/7141	GLA	315.5	313.6	307.1	-7.1	300.5 Tertiär
H7	66	7/7141	GLA	315.2	310.0	307.6	-6.5	300.2 Tertiär
H7	67	7/7141	GLA	315.7	307.9	307.5	-6.6	300.7 Tertiär
NT1	68	7/7141	GLA	320.9	319.7	315.6	+1.5	307.4 Tertiär
NT1	69	R139	NDR	320.4	317.6A	313.9	0.0	311.9 Tertiär
NT1	70	R143	NDR	318.8	318.0A	313.7	+0.1	311.3 Tertiär
NT1	71	R144	NDR	319.7	318.6	312.9	-0.5	310.7 Tertiär
H4	72	R142	NDR	315.0	311.0	304.8	-8.8	303.5 Tertiär
H5	73	R140	NDR	314.9	307.5	304.7	-9.0	302.4 Tertiär
H5	74	18/7041	GLA	315.5	310.0	306.4	-7.4	305.5 Tertiär
H5	75	R141	NDR	314.7	309.7	305.6	-8.0	303.7 Tertiär
NT1	76	3/7141	GLA	320	320	314.4	+0.5	229 Br.-Tert.
H1	77	L107	NDR	315.4	312.8	308.4	-5.7	306.4 Tertiär
H1	78	L110	NDR	316.0	310.7	308.2	-5.6	306.2 Tertiär
H5	79	L109	NDR	315.6	312.2	302.3	-11.3	298.1 Tertiär
NT2	80	R145	NDR	319.1	317.7	308.4	-5.0	306.1 Tertiär
H1	81	10/7041	GLA	317	311.6	309.3	-4.2	308.0 Krist.
H1	82	9/7041	GLA	317	313.5	-	-2.5	304.3 Br.-Tert.
H1	83	L111	NDR	315.8	311.1	?		297.4 Tertiär
H2	84	1/7042	GLA	315	311.5	310.0	-3.2	304.5 Br.-Tert.
NT3	85	L112	NDR	318.6	316.5	309.7	-3.5	305.6 Krist.
H3	86	6/7041	GLA	315	311.0	?		233 Tertiär
								232 Krist.
H3	87	L113	NDR	315.1	309.9	302.7	-10.5	300.6 Tertiär
H5	88	4/7042	GLA	314.5	-	304.0	-9.1	281.5 Tertiär
								266.5 Krist.
H5	89	2/7042	GLA	314	310.1	304.8	-8.4	302.0 Tertiär
H5	90	3/7042	GLA	314.3	311.2	301.6	-11.6	289.6 Br.-Tert.
H6	91	5/7042	GLA	314.5	310.5	305.0	-9.0	230.0 Tertiär
								223.5 Krist.
H5	92	L114	NDR	314.1	311.9	300.2	-12.7	298.3 Br.-Tert.
NT2	93	R147	NDR	317.8	316.6	313.1	+0.1	308.8 Tertiär
H1	94	L105	NDR	315.0	309.9	306.9	-7.5	302.0 Br.-Tert.

**Tab. 5: Bohrverzeichnis zu den Bohrungen im Raum Deggendorf – Pleinting
(Beilage 16)**

Abk.: GLA = Geologisches Landesamt München
NDR = Neubauamt Donauausbau Regensburg

- | | |
|---|--------------------|
| 1 | Terrassenstufe |
| 2 | Ansatzhöhe |
| 3 | Schotteroberkante |
| 4 | Quartärbasis |
| 5 | Basis-Bezugsniveau |

1	Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. NT 3	Liegende m. NN / Stratigr.
H	1	R173	NDR	312.9	310.6	302.2	-12.3	299.4 Krist.
H	2	R175	NDR	311.2	307.2	301.2	-12.8	299.2 Tertiär
NT1	3	R176	NDR	315.2	313.8 A	309.1	-4.9	308.1 Krist.
H	4	R177	NDR	310.9	308.6	301.4	-11.6	299.9 Krist.
H	5	L144	NDR	312.4	309.4	302.2	-12.0	298.4 Tertiär
H	6	L145	NDR	311.4	306.4	302.5	-11.6	301.5 Tertiär
H	7	L146	NDR	311.7	308.7	303.7	-9.3	301.7 Tertiär
H	8	L148	NDR	312.8	307.2 A	299.6	-11.9	297.8 Tertiär
H	9	L149	NDR	311.2	308.6 A	304.0	-7.5	301.7 Tertiär
NT1	10	R178	NDR	313.6	312.1 A	312.1	-0.9	311.0 Krist.
H	11	R180	NDR	310.8	306.8	303.0	-8.5	300.6 Tertiär
NT3	12	14/7143	GLA	311.3	306.9	305.3	-6.2	297.4 Tertiär
NT3	13	15/7143	GLA	310.5	308.3	304.3	-7.2	303.5 Br.-Tert.
NT2	14	R181	NDR	312.3	310.3	309.3	-1.7	308.5 Krist.
UT	15	R182	NDR	314.4	311.4	307.5	-3.5	306.5 Tertiär
NT1	16	28/7143	GLA	313.7	312.3	307.0	-5.0	304.7 Tertiär
NT1	17	29/7143	GLA	312.4	-	306.2	-4.8	303.9 Tertiär
NT2	18	R184	NDR	311.4	305.4	304.1	-6.9	303.0 Tertiär
H	19	17/7143	GLA	310.5	308.4	301.3	-10.7	298.5 Tertiär
H	20	20/7143	GLA	312	310.0	301.9	-9.1	291.7 Tertiär
H	21	L150	NDR	311.9	305.9	304.6	-6.4	302.9 Krist.
H	22	L151	NDR	313.1	311.1	308.1	-2.9	303.3 Krist.
H	23	R183	NDR	312.1	306.1	301.7	-8.3	300.5 Tertiär
H6	24	R187	NDR	310.5	307.1	297.7	-13.3	295.5 Br.-Tert.
H5	25	R188	NDR	310.9	307.5	300.5	-10.0	298.7 Tertiär
H	26	L152	NDR	313.2	310.9	310.9	0	305.9 Krist.
H4	27	R191	NDR	312.6	307.8	303.5	-7.0	302.0 Tertiär
H	28	20/7243	*	315.7	-	305.2	-5.2	Br.-Tert.
NT3	29	R195	NDR	310.5	309.8	300.9	-9.6	299.1 Tertiär
NT1	30	R200	NDR	311.2	306.6	301.6	-8.9	299.5 Tertiär
NT2	31	R204	NDR	310.1	307.9	302.9	-7.6	299.8 Tertiär
NT1	32	R205	NDR	310.4	307.9	302.3	-8.2	299.9 Tertiär
H3	33	R196	NDR	310.9	309.9	299.8	-10.7	297.9 Br.-Tert.
NT2	34	R199	NDR	311.8	310.1	305.3	-5.2	303.7 Tertiär
H7	35	R198	NDR	309.0	303.0	-	-7.5	301.0 Krist.
NT2	36	R201	NDR	309.3	307.5	307.3	-3.2	303.9 Krist.
NT2	37	R202	NDR	309.5	306.7	301.1	-9.4	299.5 Tertiär
NT2	38	23/7244	GLA	309.6	308.5	303.1	-7.4	300.9 Tertiär
NT2	39	24/7244	GLA	310.1	308.2	303.3	-7.2	299.9 Tertiär
H7	40	R203	NDR	308.0	306.0	302.2	-8.3	298.8 Krist.
H7	41	R197	NDR	310.8	309.5	302.0	-8.3	300.3 Tertiär
H6	42	L155	NDR	312.7	305.5	299.1	-11.4	296.7 Tertiär
NT3	43	L156	NDR	308.8	306.0	302.2	-8.3	298.8 Krist.
H2	44	L157	NDR	309.4	304.2	-	-6.3	296.2 Krist.
H2	45	29/7244	GLA	309.2	306.9	303.0	-7.5	266.2 Tertiär
								265.2 Krist.
H6	46	L158	NDR	309.3	301.3	299.1	-11.4	297.3 Krist.
H1	47	L160	NDR	309.4	306.0	302.8	-7.7	300.4 Krist.
H4	48	L163	NDR	308.4	303.9	301.1	-9.4	296.7 Tertiär
H5	49	L159	NDR	309.2	304.2	298.8	-11.7	296.8 Krist.

Tab. 5: Fortsetzung

1	Nr.	Archiv-Nr.	Archiv	2 m. NN	3 m. NN	4 m. NN	5 m. NT 3	Liegende m. NN / Stratigr.
H5	50	L164	NDR	308.9	303.9	299.6	-10.8	296.9 Br.-Tert.
NT3	51	L165	NDR	310.3	307.3	301.6	-8.7	299.3 Br.-Tert.
H1	52	L166	NDR	307.6	305.6	301.3	-9.0	298.6 Krist.
H3	53	L167	NDR	308.4	304.8	298.9	-11.4	295.1 Krist.
H3	54	L168	NDR	308.6	304.5	300.1	-10.2	298.1 Tertiär
H1	55	L172	NDR	307.4	304.4	304.4	-5.6	300.4 Krist.
H5	56	20/7244	GLA	309.7	307.3	300.4	-9.6	294.7 Krist.
H6	57	L171	NDR	308.6	307.6	299.3	-10.7	297.1 Tertiär
H6	58	L169	NDR	308.7	307.1	298.2	-11.8	295.7 Tertiär
H7	59	L170	NDR	307.7	306.5	299.1	-10.9	297.7 Tertiär
NT3	60	R206	NDR	309.8	307.5	300.3	-9.7	299.4 Tertiär
NT3	61	R207	NDR	309.0	306.5	300.2	-9.8	297.0 Tertiär
NT3	62	R209	NDR	309.2	306.5	300.5	-9.5	299.6 Br.-Tert.
H1	63	R212	NDR	307.9	305.2	300.5	-9.5	298.4 Tertiär
H6	64	R213	NDR	307.2	305.0	297.3	-12.7	295.7 Tertiär
H6	65	R214	NDR	307.4	305.0	298.5	-11.5	296.7 Tertiär
H6	66	L173	NDR	306.1	304.0	297.8	-12.2	295.4 Tertiär
H7	67	R217	NDR	306.8	303.9	298.5	-11.3	296.8 Br.-Tert.
H4	68	R216	NDR	306.3	303.3	298.0	-12.0	296.1 Br.-Tert.
H2	69	R215	NDR	308.4	306.3	297.5	-12.5	295.4 Tertiär
H3	70	BW2-1	GLA	306.2	302.8	300.9	-9.1	290.7 Tertiär
H3	71	BW3-1	GLA	307.5	304.1	296.1	-13.9	287.5 Tertiär
H6	72	BW3-2	GLA	306.3	304.3	297.9	-12.1	286.3 Tertiär
H6	73	BW4-2	GLA	306.2	304.4	304.4	-5.6	302.2 Krist.
H1	74	R222	NDR	307.8	304.0	297.3	-12.7	294.6 Tertiär
H1	75	R223	NDR	305.0	304.0	298.7	-11.3	296.0 Tertiär
H4	76	R220	NDR	305.3	303.2	298.3	-11.7	296.3 Tertiär
H5	77	R218	NDR	306.1	303.1	297.3	-12.7	295.6 Br.-Tert.
H7	78	R219	NDR	306.4	303.6	297.5	-12.5	295.8 Tertiär
NT3	79	L174	NDR	314.5	308.9	308.3	-1.7	306.2 Krist.
NT3	80	L176	NDR	308.3	305.3	303.1	-6.9	300.3 Kreide
H6	81	L177	NDR	305.7	304.6	299.3	-10.7	297.9 Kreide
H5	82	L178	NDR	305.5	304.2	299.7	-10.3	298.4 Jura
NT3	83	L180	NDR	310.6	307.8	307.8	-2.2	303.1 Krist.
H6	84	L179	NDR	305.6	305.4	297.6	-12.4	293.6 Tertiär
NT3	85	L181	NDR	311.8	305.6	300.5	-9.5	298.3 Krist.
H5	86	25/7244	GLA	305.5	303.5	298.3	-11.7	295.3 Tertiär

Tab. 6: Quellenverzeichnis zur Bellage 1

Historische Flurkarten 1 : 5000 (Kartenarchiv der Außenstelle des Bayerischen Denkmalpflegeamtes in Landshut):

NO XXIII, 23	Uraufnahme
NO XXIII, 24	Uraufnahme
NO XXIII, 25	Uraufnahme
NO XXIII, 26	Uraufnahme
NO XXIV, 25	Uraufnahme
NO XXIV, 25	Aufnahme 1848
NO XXIV, 26	Uraufnahme
NO XXIV, 26	Aufnahme 1843
NO XXIV, 27	Uraufnahme
NO XXIV, 27	Aufnahme 1844

Akten d. Wasserwirtschaftsamtes Landshut (StAA-Landshut):

Rep. 180/357	Flurkarte NO XXIV, 24 umgem. 1843
Rep. 180/357	Flurkarte 1 : 10000 oberhalb der Niederaichbacher Brücke, umgem. 1844
Rep. 180/335	Flurkarte NOXXIV, 28 umgem. 1844
Rep. 180/157	Katasterplan der Isarbauten zu Niederviehbach, Sept. 1865; topographische Grundlage von 1844
Rep. 180/88	Situation der Fixpunkte in der Strecke Gadenschwaige – Wörth, Wörth – Dingolfing im Jahr 1881
Rep. 180/116	Situationsplan von der Niederviehbacher Isarkorrektion 1 : 5000, aufgenommen Juni 1877

Tab. 7: Quellenverzeichnis zur Bellage 2

Historische Flurkarten 1 : 5000 (Kartenarchiv der Außenstelle des Bayerischen Denkmalpflegeamtes in Landshut):

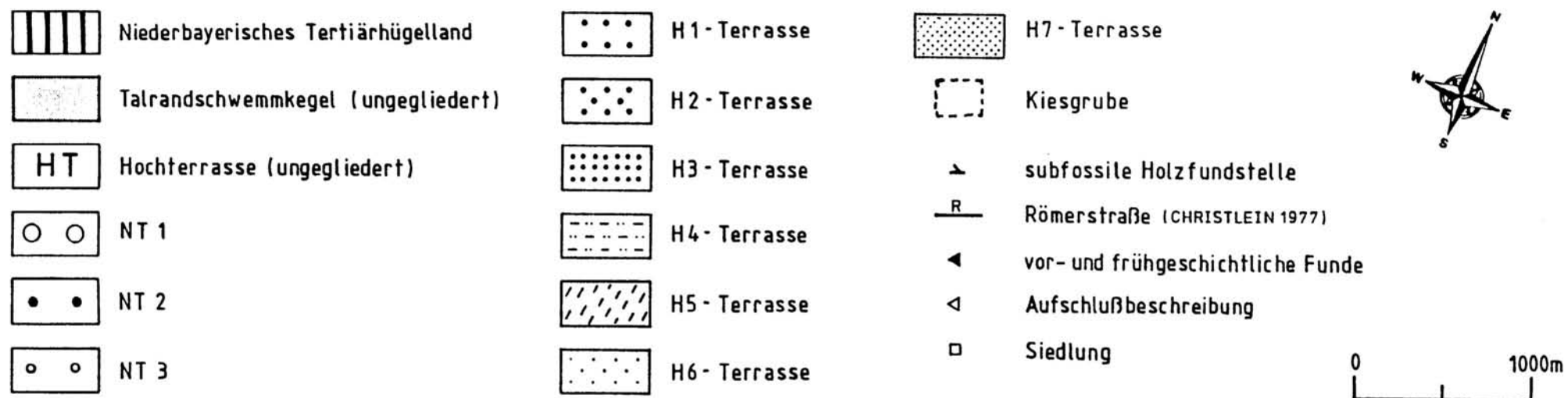
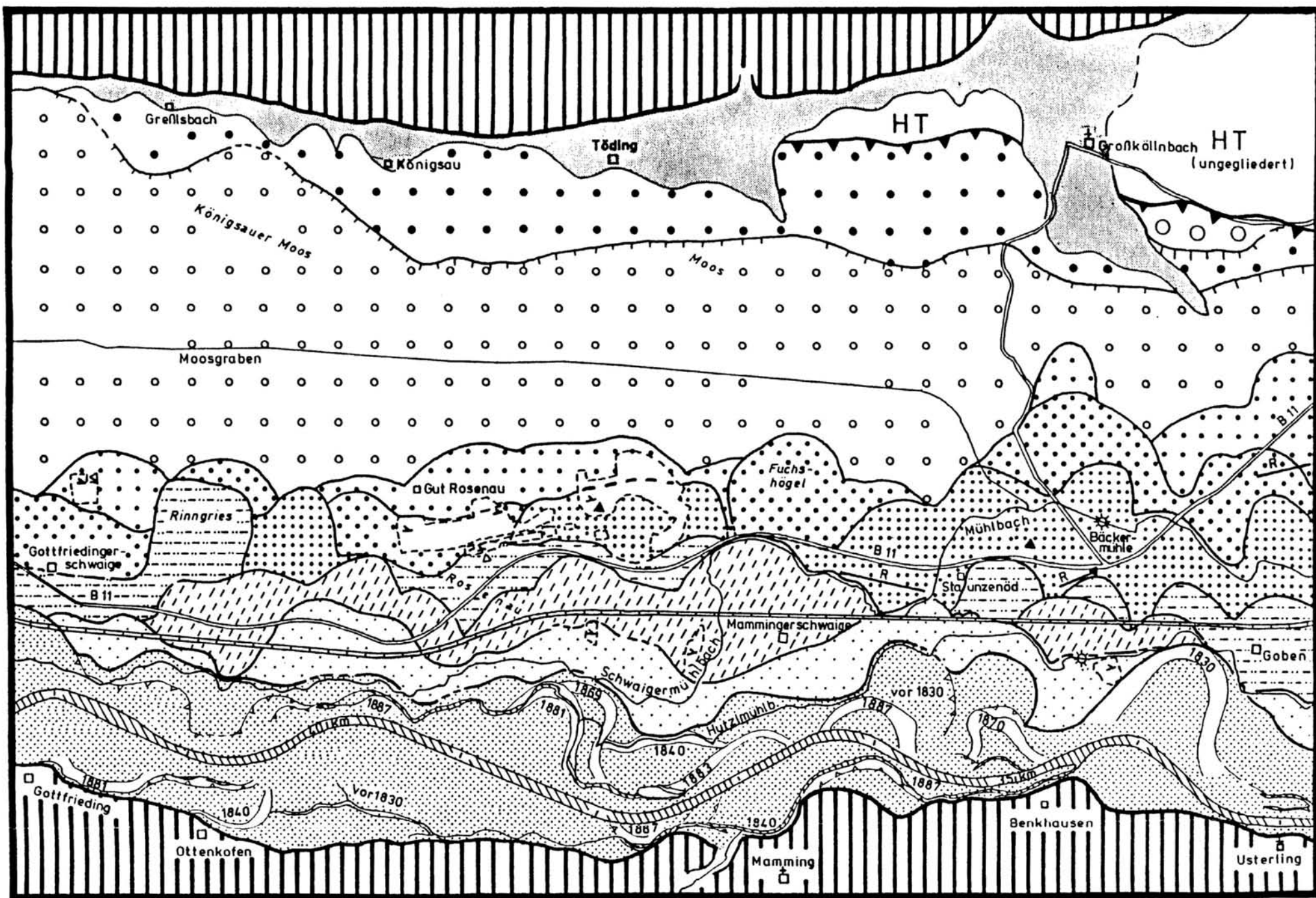
NO XXIV, 31	Uraufnahme 1827
NO XXV, 31	Uraufnahme 1830
NO XXV, 32	Aufnahme 1844
NO XXV, 33	Aufnahme 1844
NO XXVI, 33	Uraufnahme 1827
NO XXVI, 34	Aufnahme 1875
NO XXVI, 35	Aufnahme 1875

Akten d. Wasserwirtschaftsamtes Landshut (StAA-Landshut):

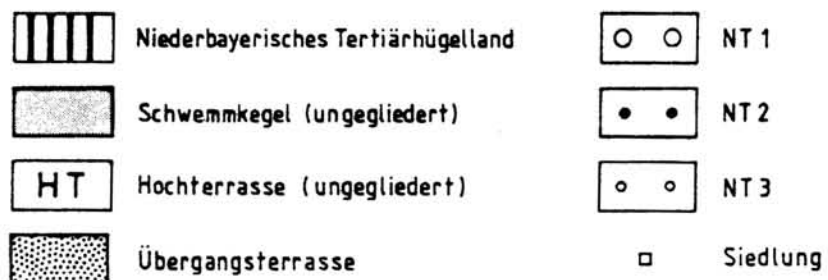
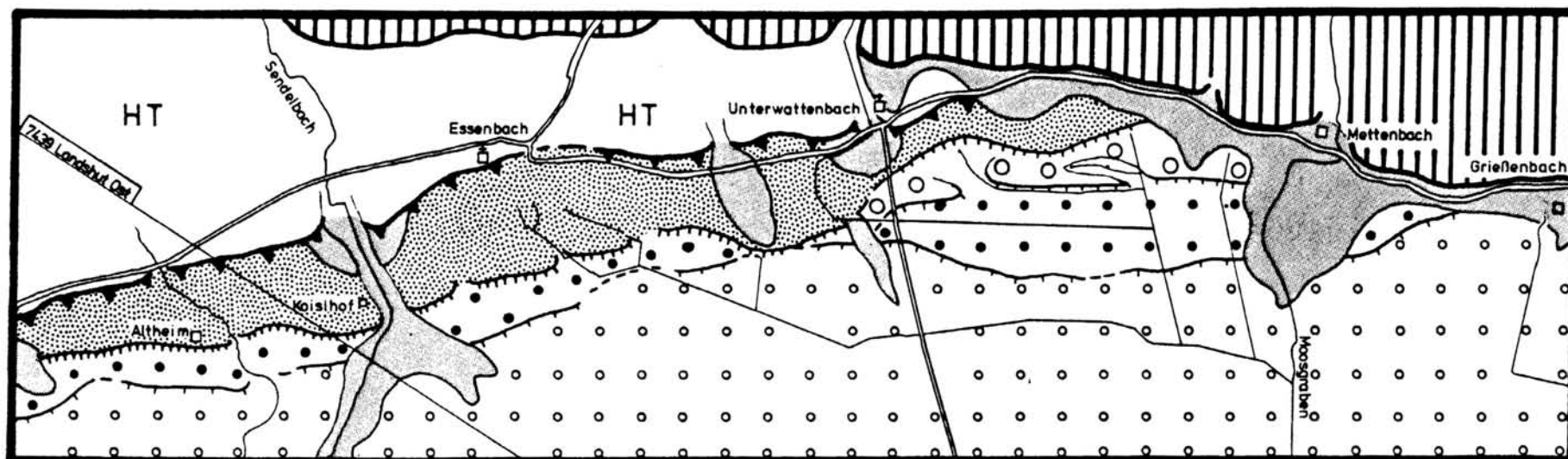
Rep. 180/88	Situation der Fixpunkte in der Strecke Dingolfing – Benkhausen, Benkhausen – Ettling; 1881
Rep. 180/321 IV	Flurkarte NO XXV, 31; Aufnahme 1844
	Flurkarte NO XXIV, 30; Aufnahme 1844
Rep. 180/317	Isarkorrektion unterhalb der Dingolfinger Brücke 1868/1890

Topographischer Atlas Königreich Bayern 1 : 50000, Bl. 64 Landau, 1835;

Faksimiledruck hrg. Bayerisches Landesvermessungsamt München 1986

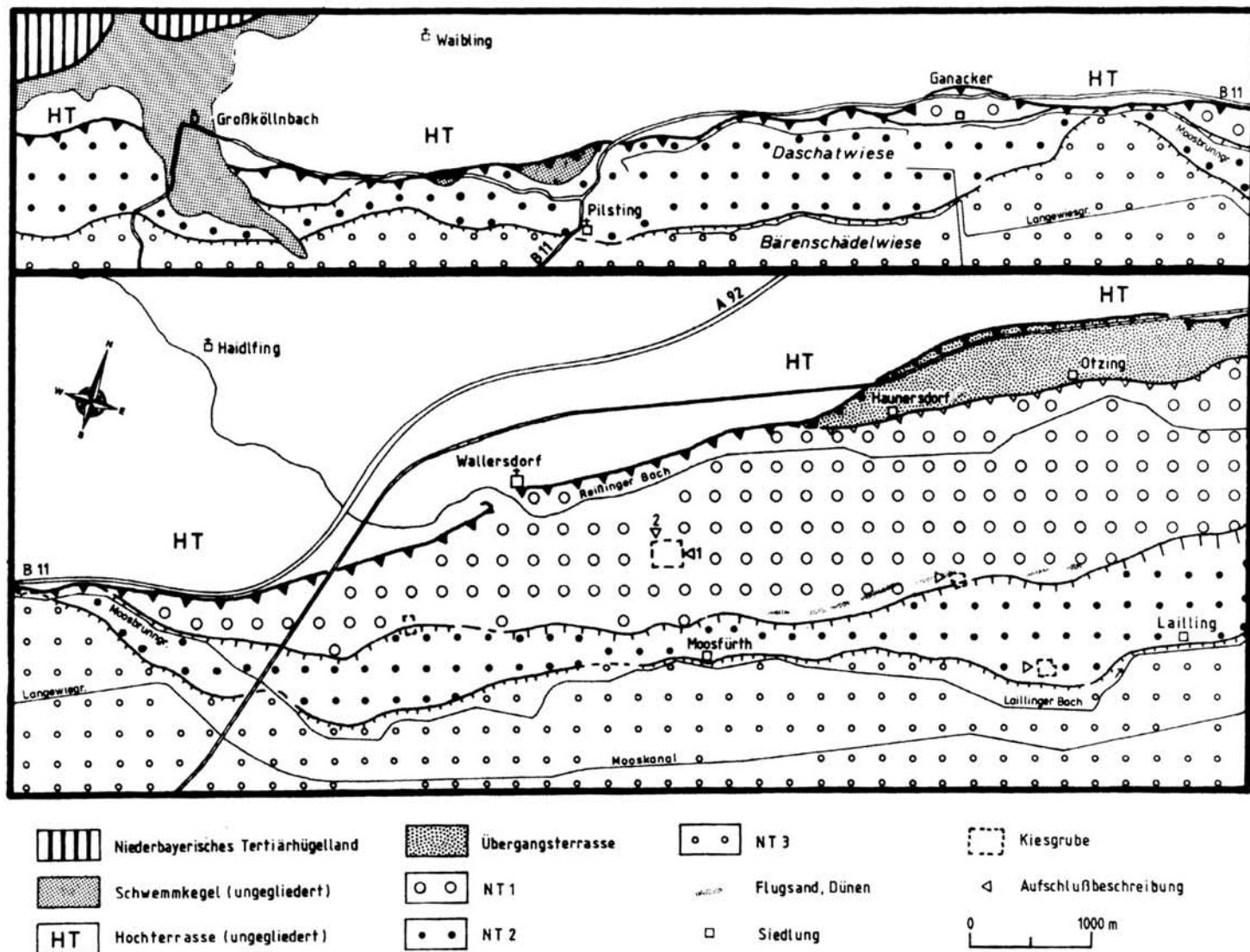


Beilage 2: Terrassengliederung im unteren Isartal zwischen Gottfriedinger-schwaige und Goben

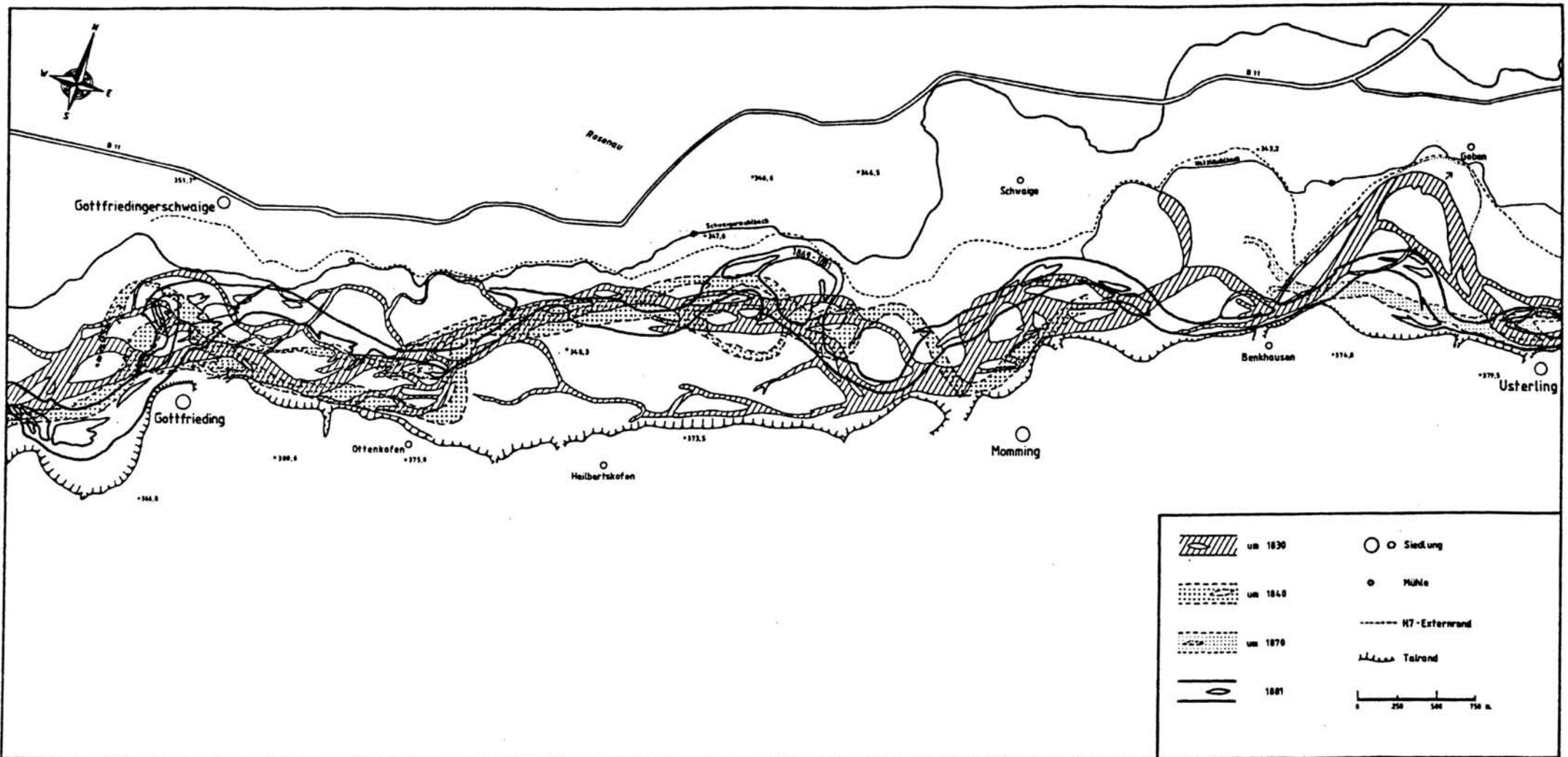


0 1000m

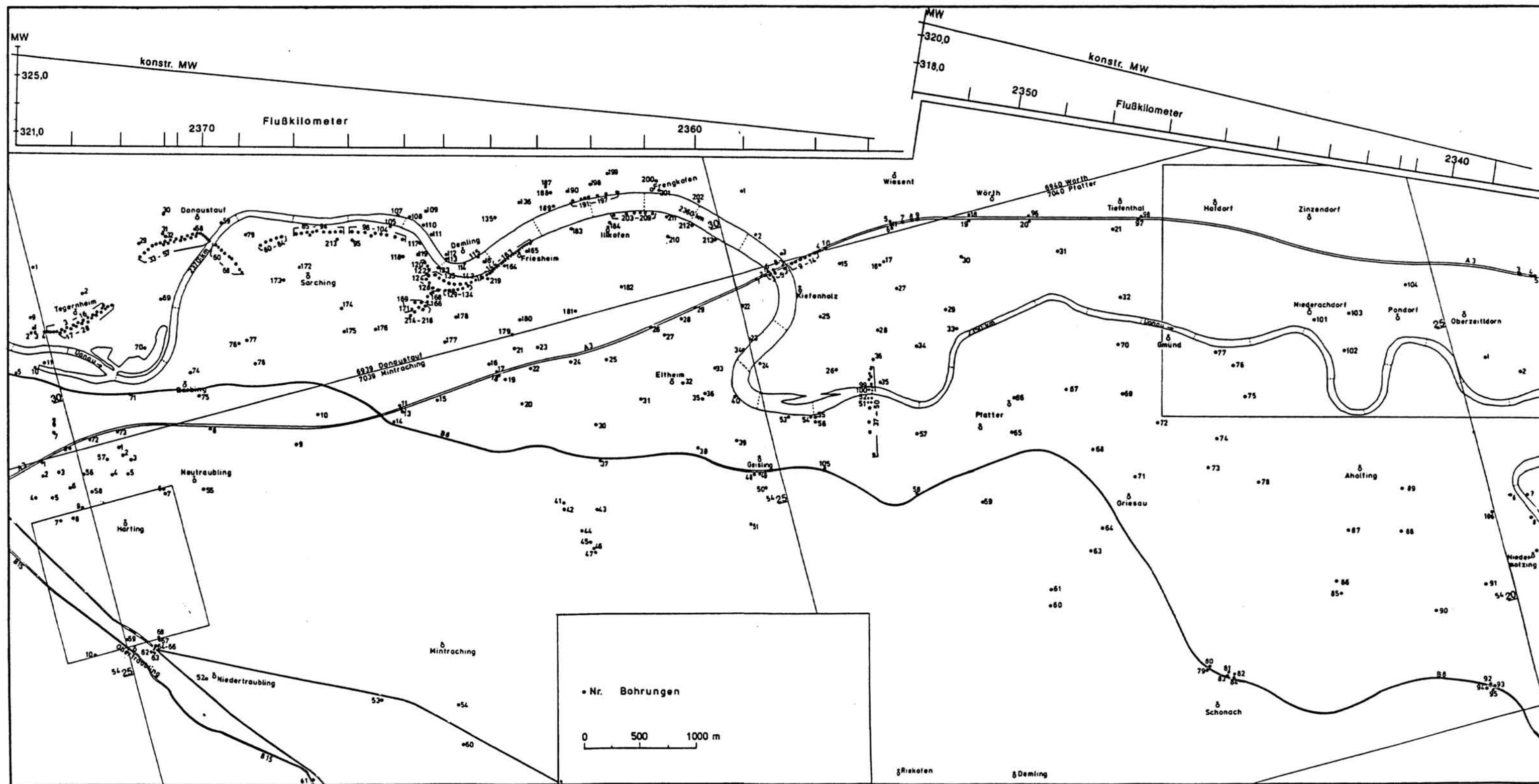
Beilage 3a: Die morphologische Verbreitung der Übergangsterrasse und der NT 1 und NT 2 im unteren Isartal im Raum Altheim – Mettenbach



Beilage 3b: Die morphologische Verbreitung der Übergangsterrasse und der NT 1 und NT 2 im unteren Isartal im Raum Großköllnbach – Lailling

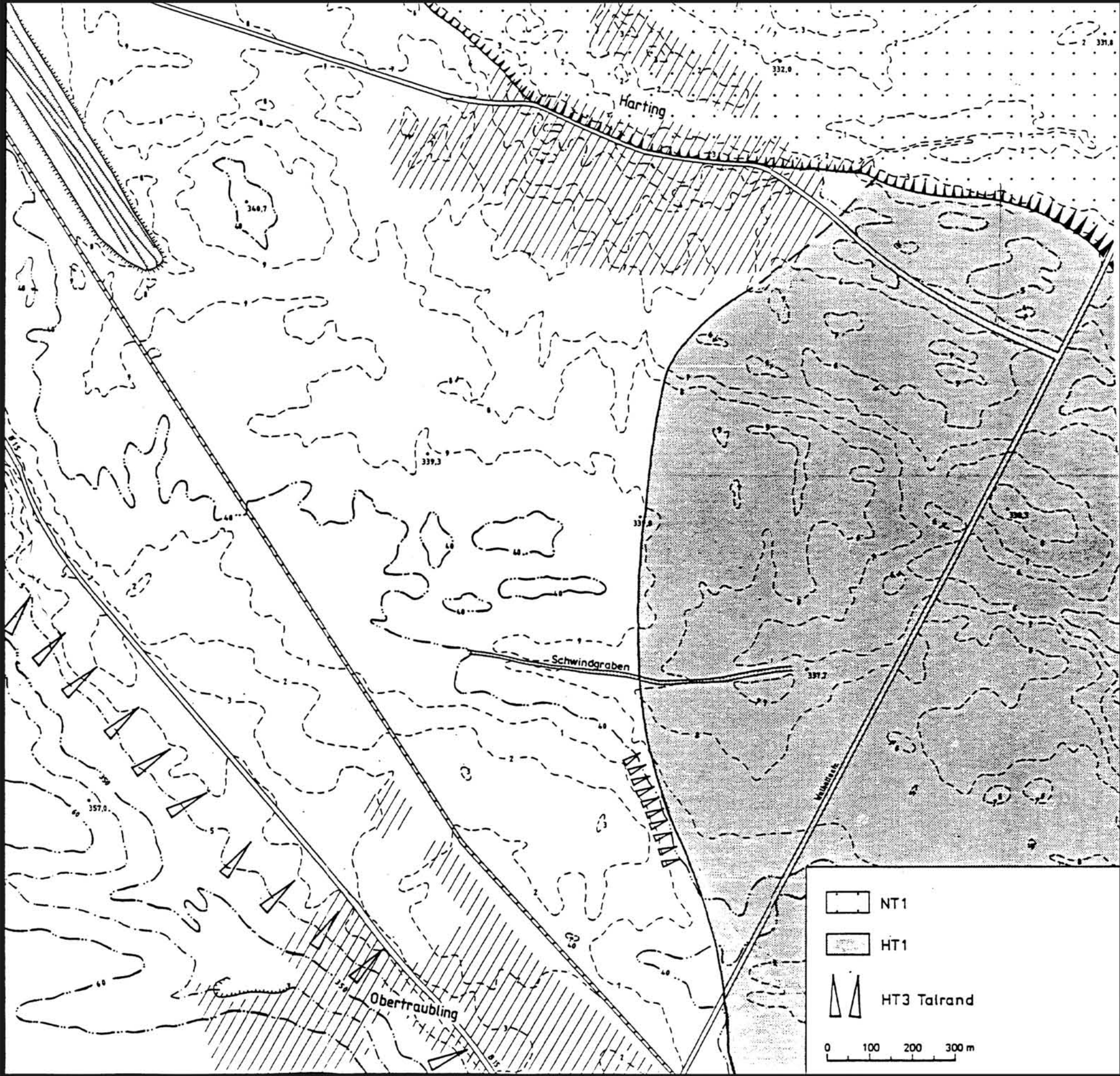


Beilage 5: Flußlaufverlagerungen der Isar im 19. Jhdt. im Raum Gottfrieding-schwaige – Goben (Quellenverzeichnis im Anhang)



Beilage 6: Lage der Bohrungen im Raum Tegernheim - Gmünd
(Bohrverzeichnis im Anhang)

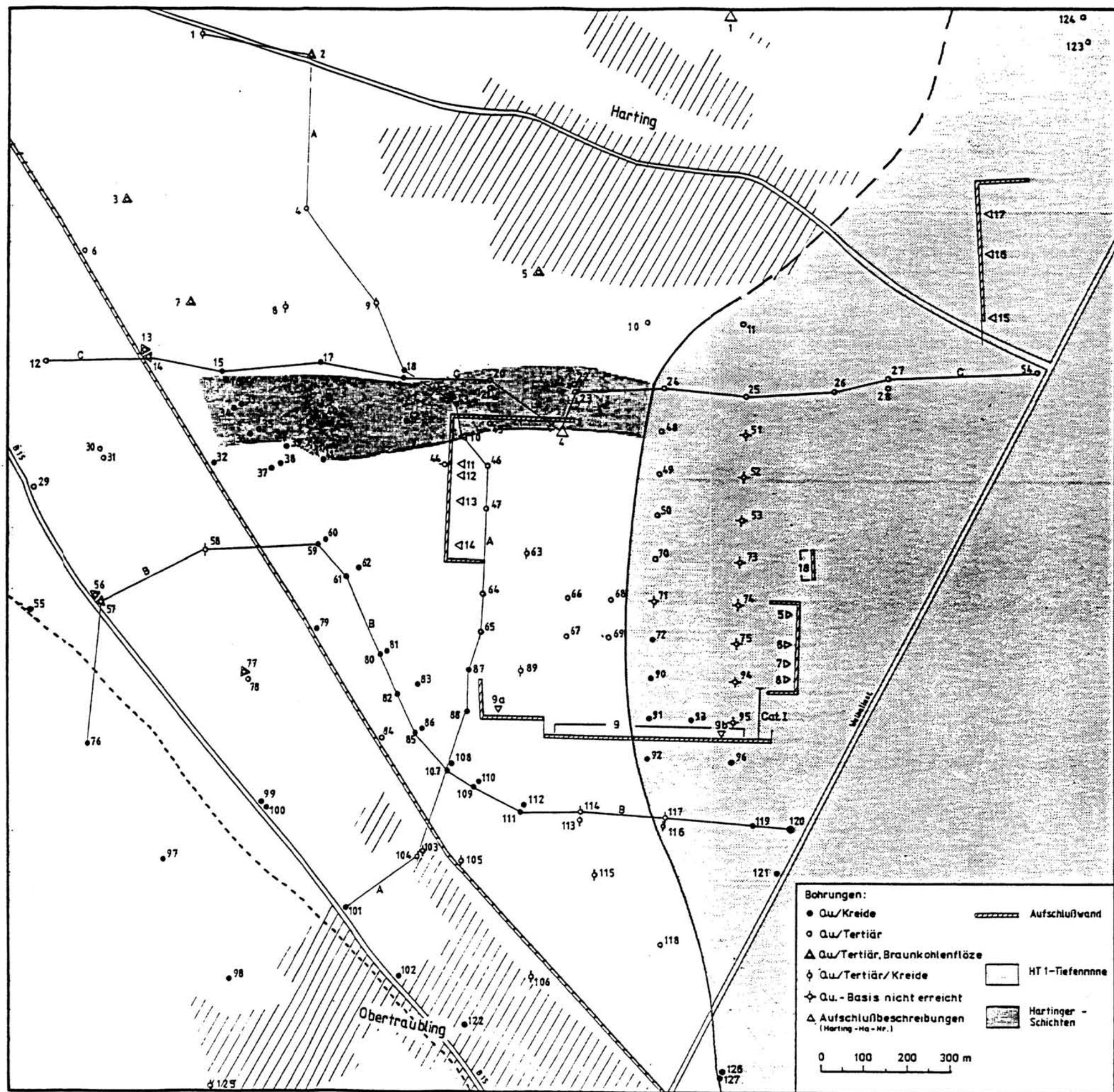
Beilage 8:
Hochterrassengliederung im Raum
Regensburg-Harting



Beilage 9:

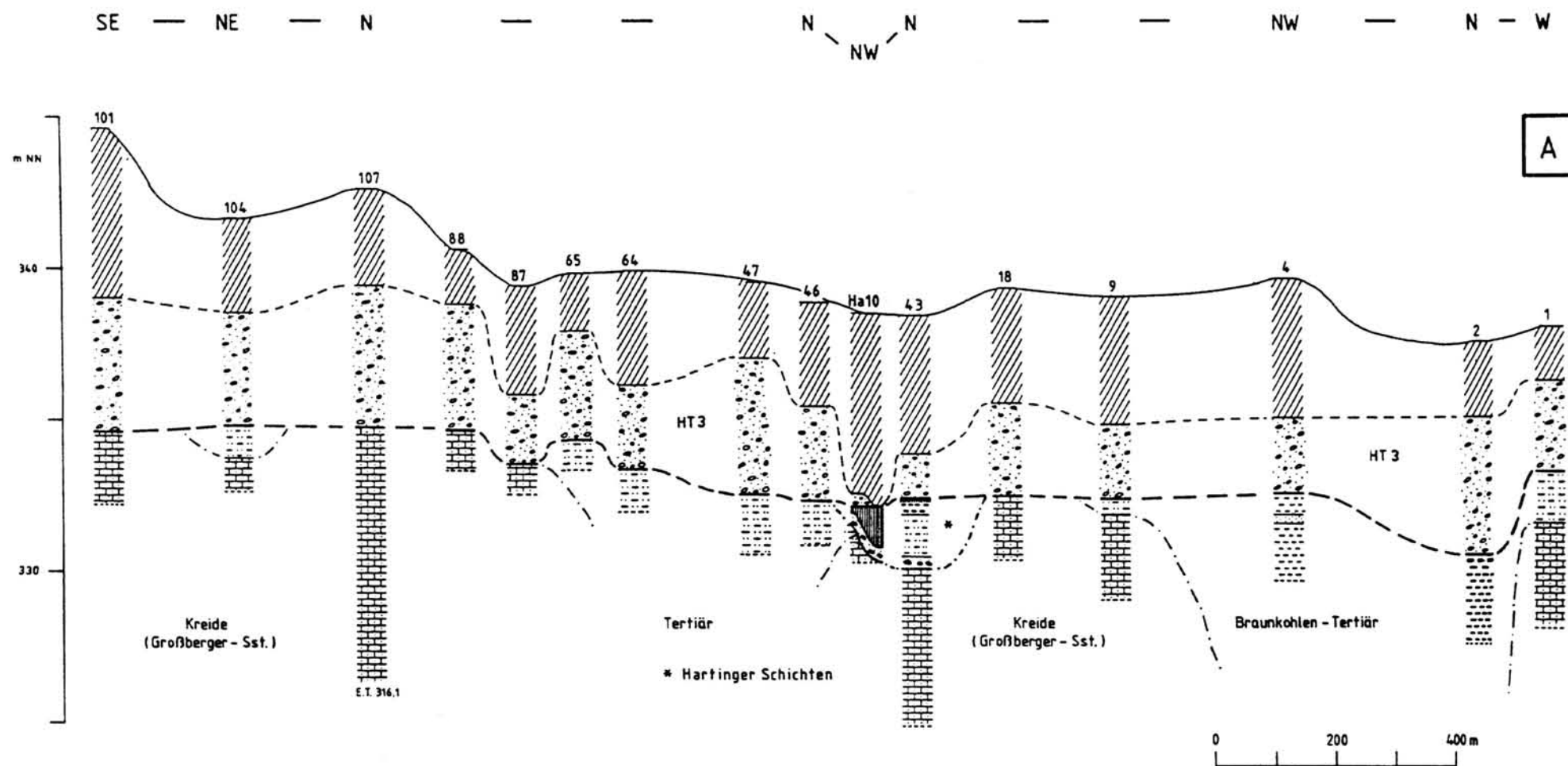
Hochterrassengliederung im Raum Regensburg-Harting mit:

- gesicherter Verbreitung der Hartinger Schichten im Untergrund
- Verlauf der HT1 - Tiefenrinne
- Lage der Bohrungen (Bohrverzeichnis im Anhang), Aufschlußprofile und Geologischen Schnitte A - C (Beilage 10)



Beilage 10:

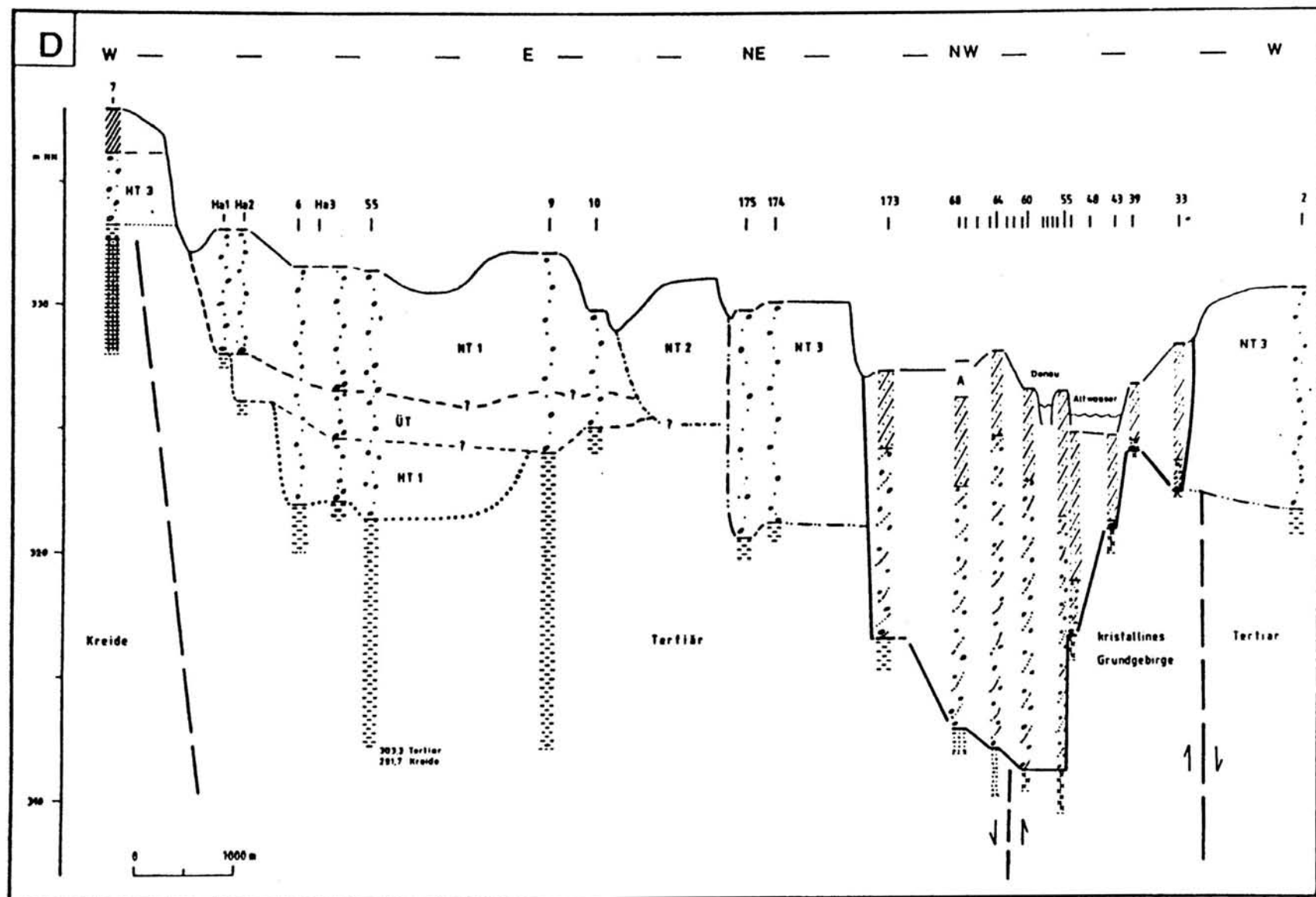
Geologische Schnitte A - C nach Bohrungen (Beilage 9; Bohrverzeichnis im Anhang) und Aufschlußbeobachtungen im Hochterrassenbereich südlich von Regensburg-Harting



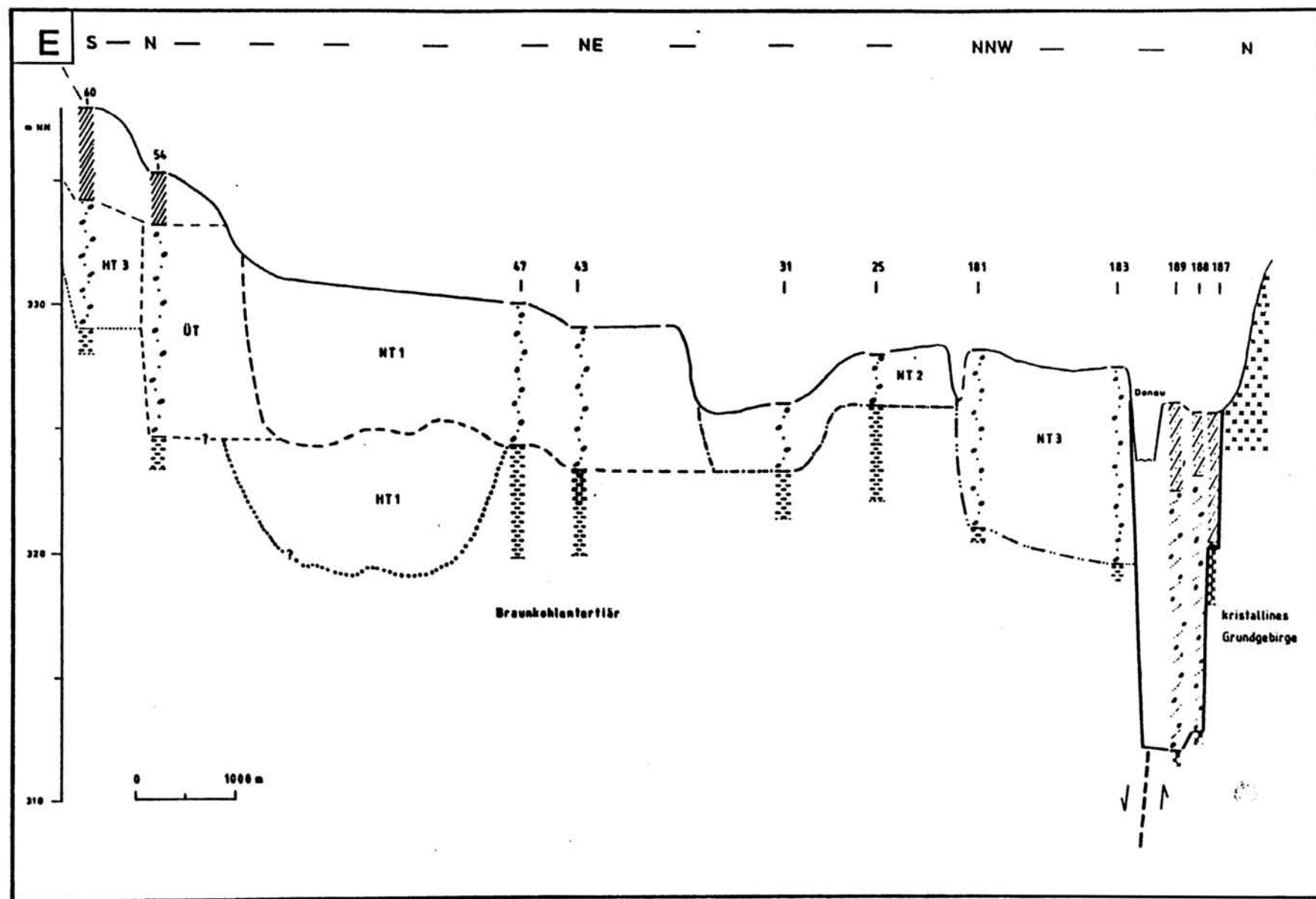
Legende zu den Geol. Profilen A-F:

- | | | |
|--|------------------------------|---------------------|
| | feinklastische Auensedimente | |
| | Kies | HOLOZÄN |
| | Lößdeckschichten | |
| | Kies | PLEISTOZÄN |
| | Torf | |
| | Ton, org. dga | |
| | Ton, sandig, dga | HARTINGER SCHICHTEN |
| | Kies | ALTPLEISTOZÄN |

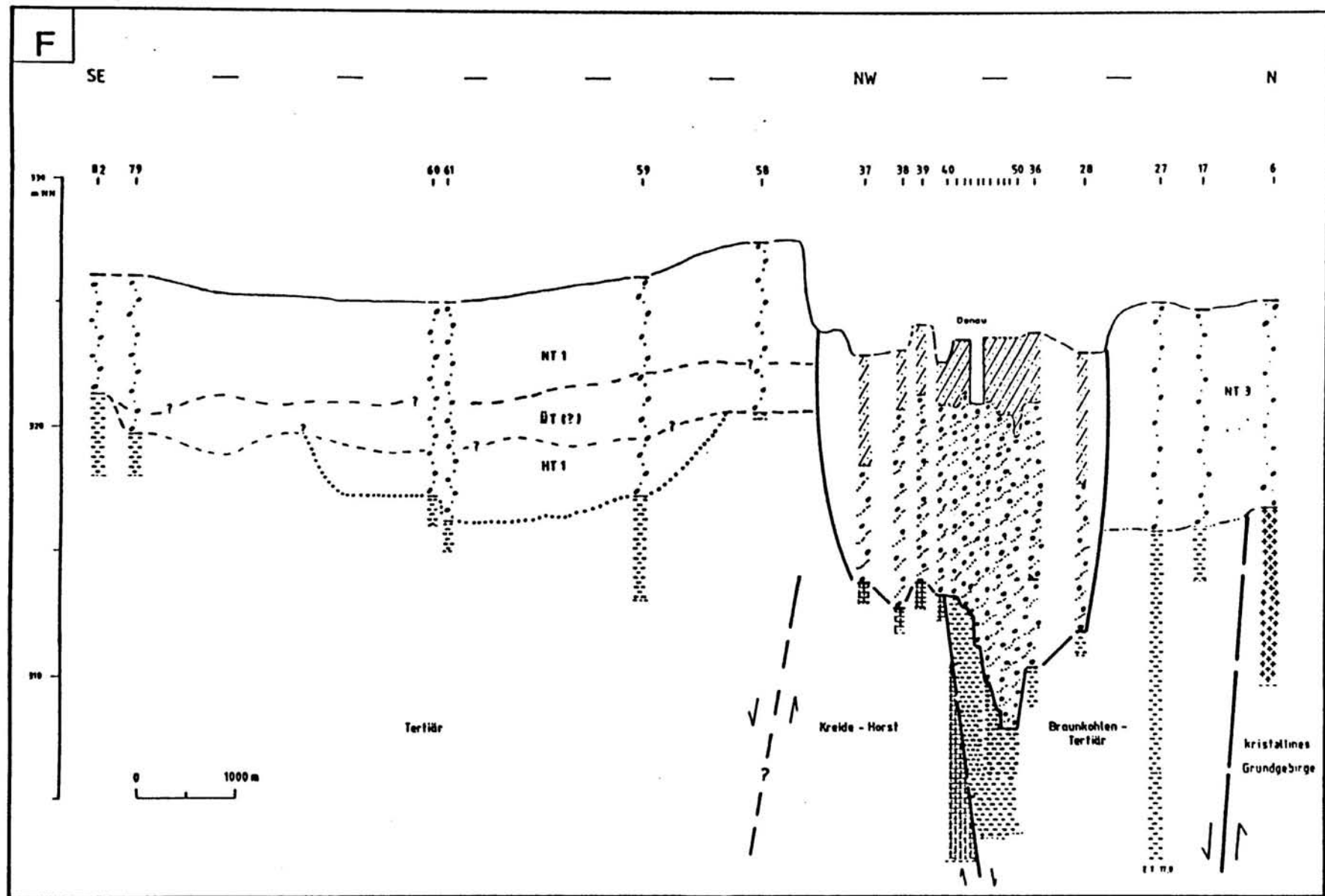
- | | | |
|------|---------------------------------|---------------------------|
| | Braunkohle | |
| | Ton/Mergel | |
| | Ton/Mergel schluffig bis sandig | MIOZÄN |
| | Schluff, sandig | |
| | Sand | |
| | Kalksandstein, Sandstein | OBERKREIDE |
| | Granit, Gneis | KRISTALLINES GRUNDGEBIRGE |
| E.T. | Endteufe mü. NN | |



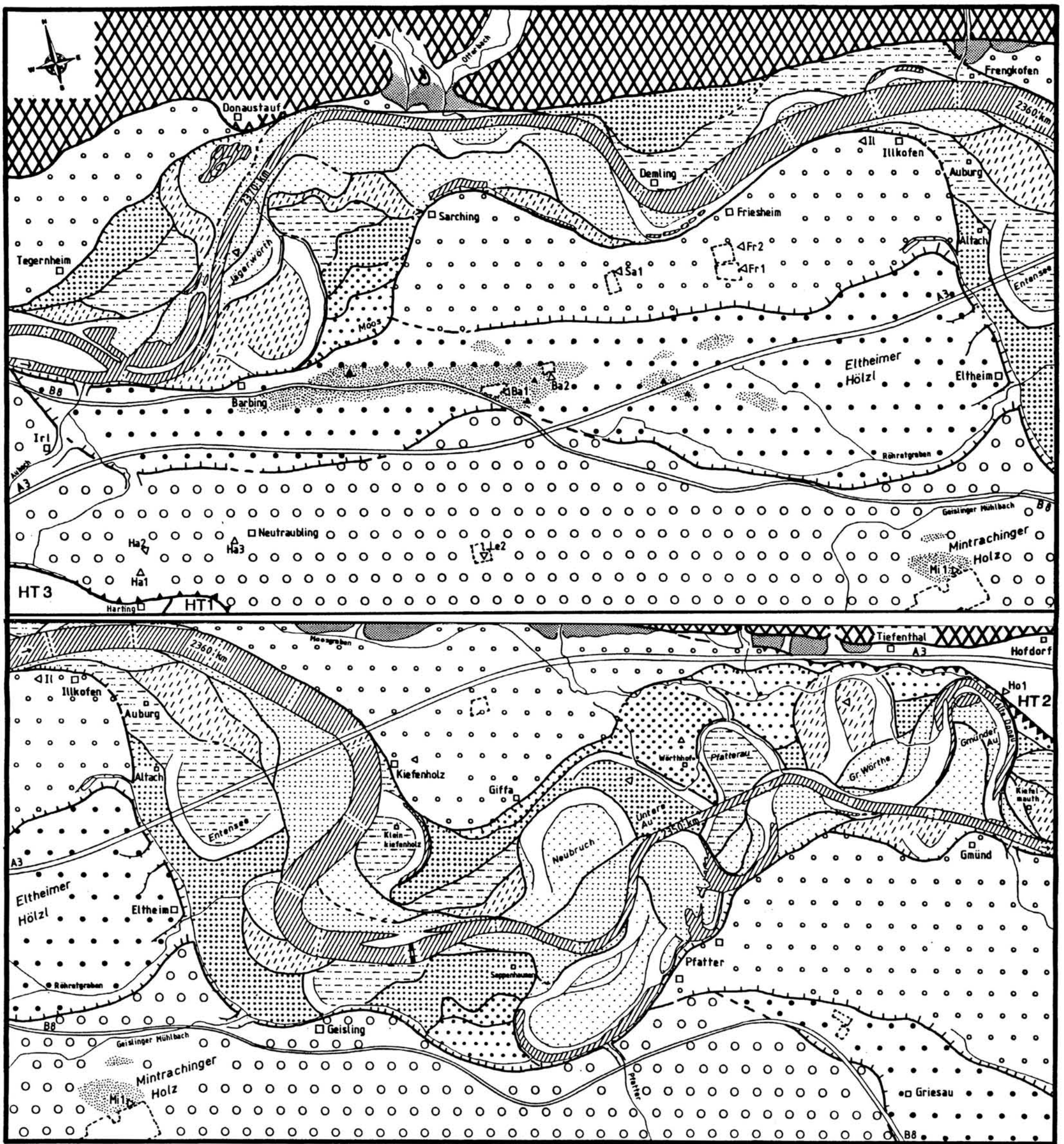
Beilage 11: Geologische Schnitte D - F nach Bohrungen (Beilage 6, 7; Bohrverzeichnis im Anhang) und einzelnen Aufschlußbeobachtungen durch den Donautalgrund im Raum Tegernheim - Gmünd



Beilage 11: Geologische Schnitte D - F nach Bohrungen (Beilage 6, 7; Bohrverzeichnis im Anhang) und einzelnen Aufschlußbeobachtungen durch den Donautalgrund im Raum Tegernheim - Gmünd



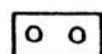
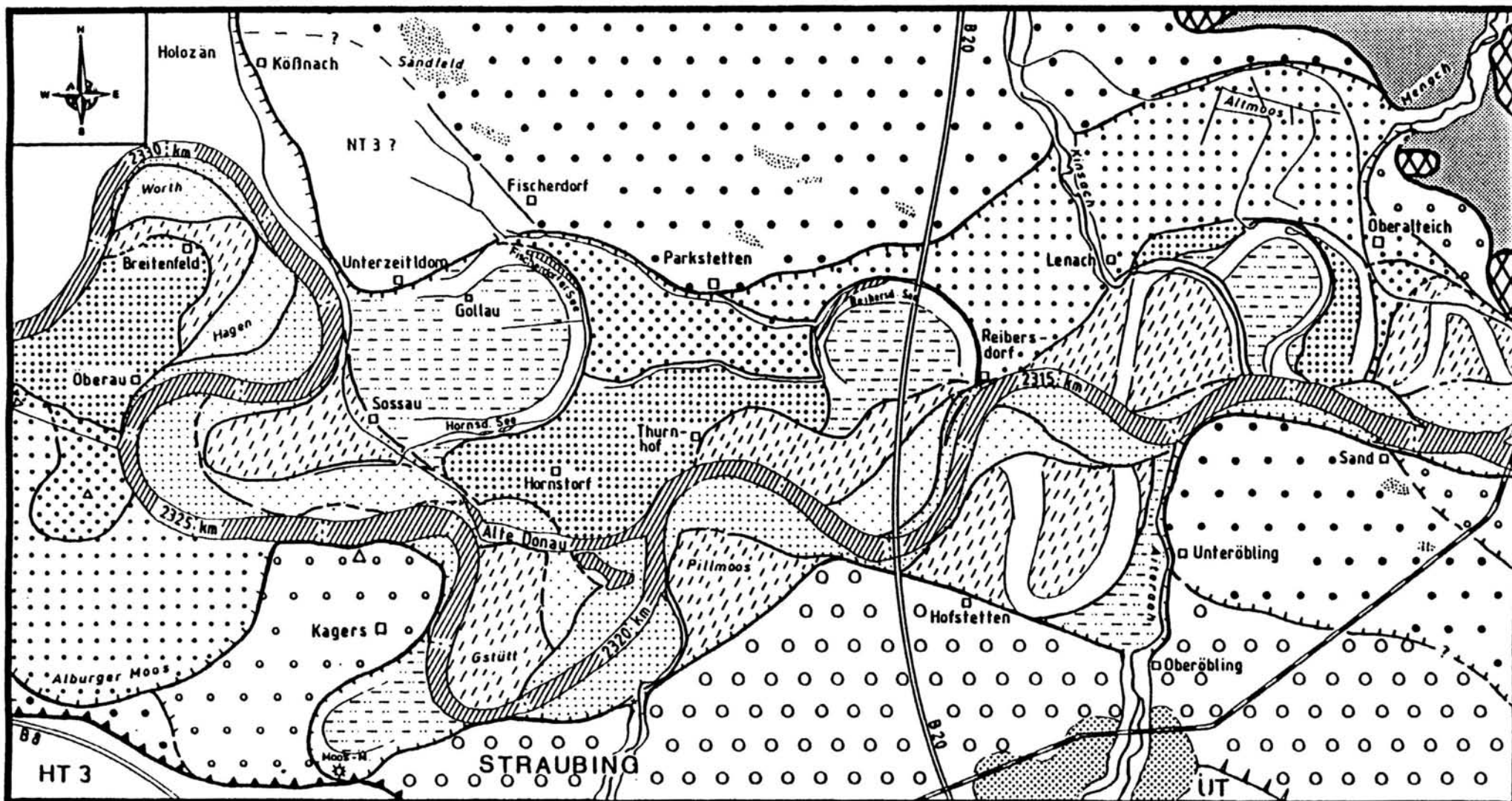
Beilage 11: Geologische Schnitte D - F nach Bohrungen (Beilage 6, 7; Bohrverzeichnis im Anhang) und einzelnen Aufschlußbeobachtungen durch den Donautalgrund im Raum Tegernheim - Gmünd



- | | | |
|-----------------------------|-------------|-------------------------------|
| Grundgebirge | H2-Terrasse | Flugsand, Dünen |
| Schwemmkegel (ungegliedert) | H3-Terrasse | jungpaläolithischer Rastplatz |
| NT1 | H4-Terrasse | mesolithische Siedelplätze |
| NT2 | H5-Terrasse | Kiesgrube |
| NT3 | H6-Terrasse | Aufschlußbeschreibung |
| H1-Terrasse | H7-Terrasse | Siedlung |

0 1000 m

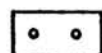
Beilage 12: Terrassengliederung im Donautal zwischen Tegernheim und Gmünd



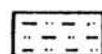
NT1



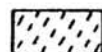
NT2



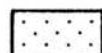
NT3



H4 - Terrasse



H5 - Terrasse



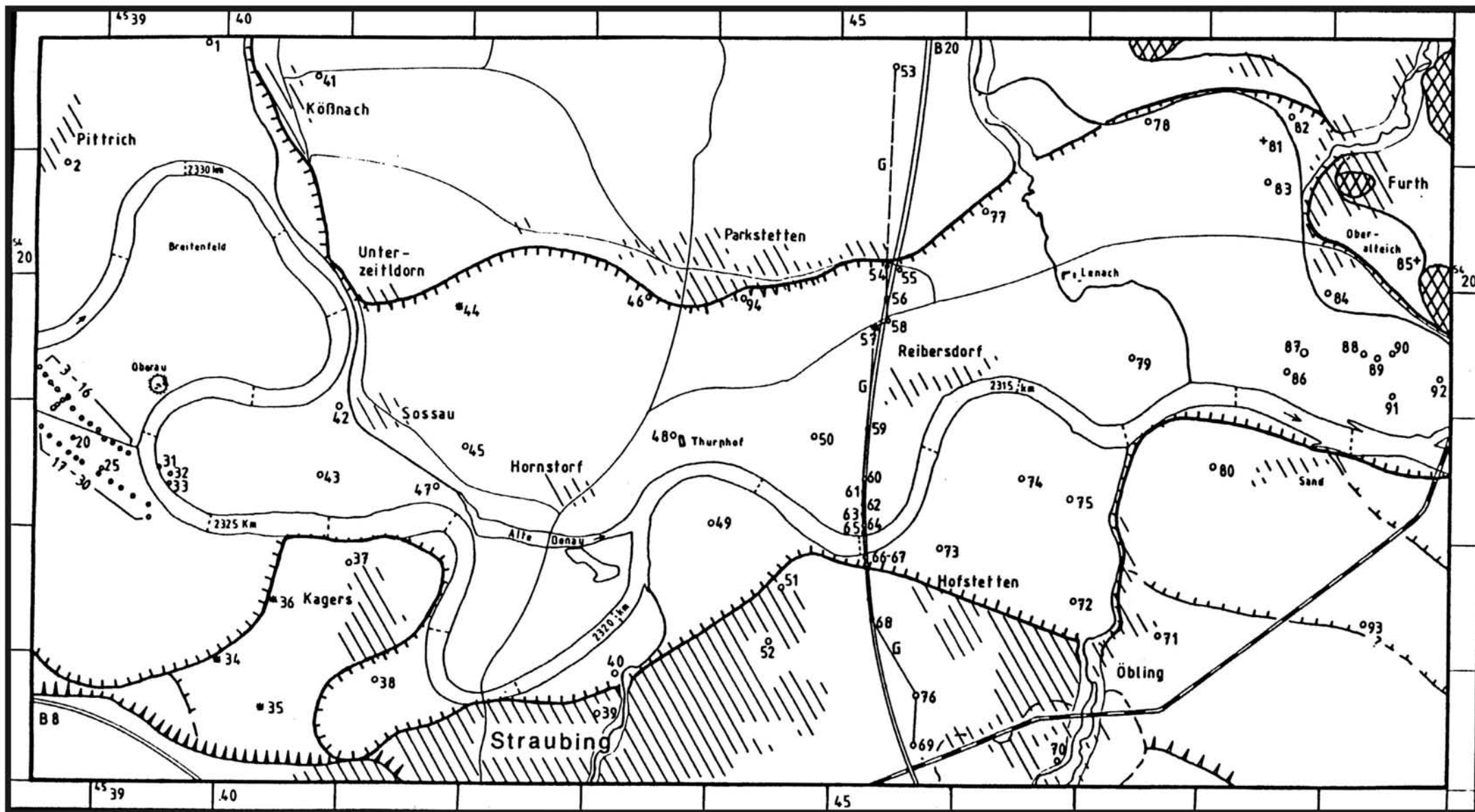
H6 - Terrasse

◁ Aufschlußbeschreibung

▲ endneolithische/frühbronzezeitliche Siedlung Öberau (BÖHM u. SCHMOTZ 1979)

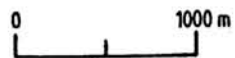
• römischer Donauhafen Sorviodurum (PRAMMER 1987)

□ Siedlung

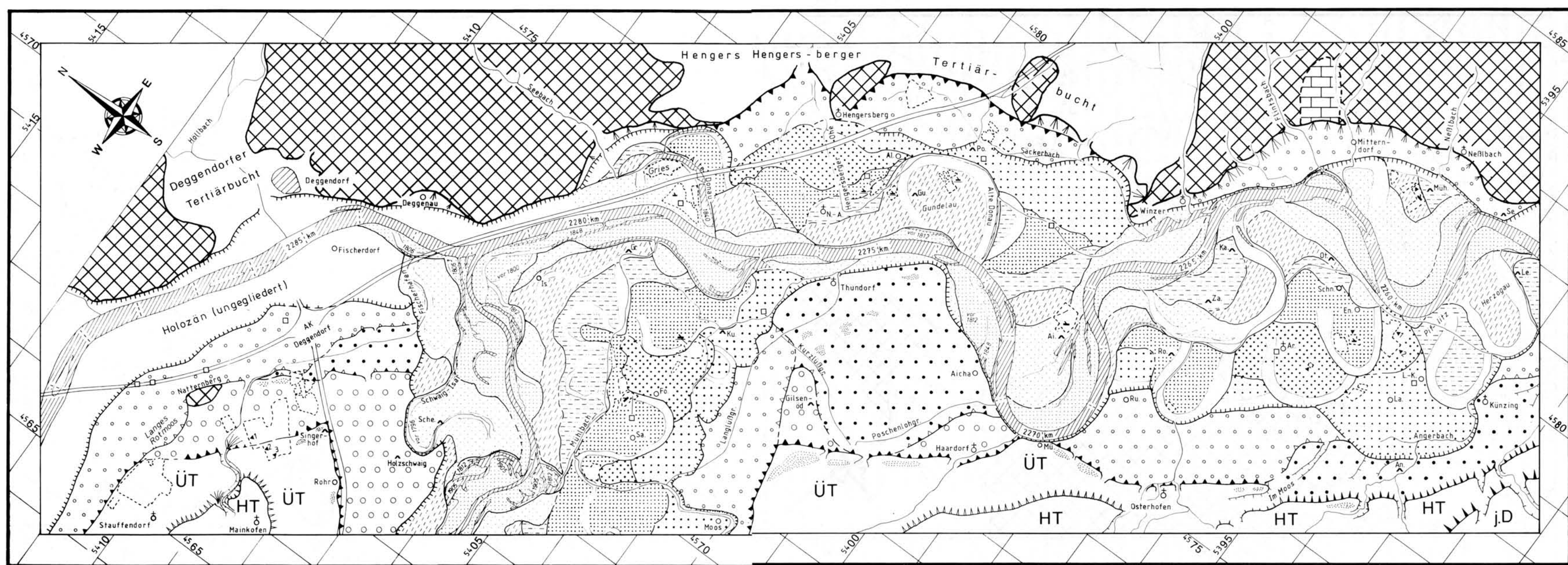


Qu.-Basis:

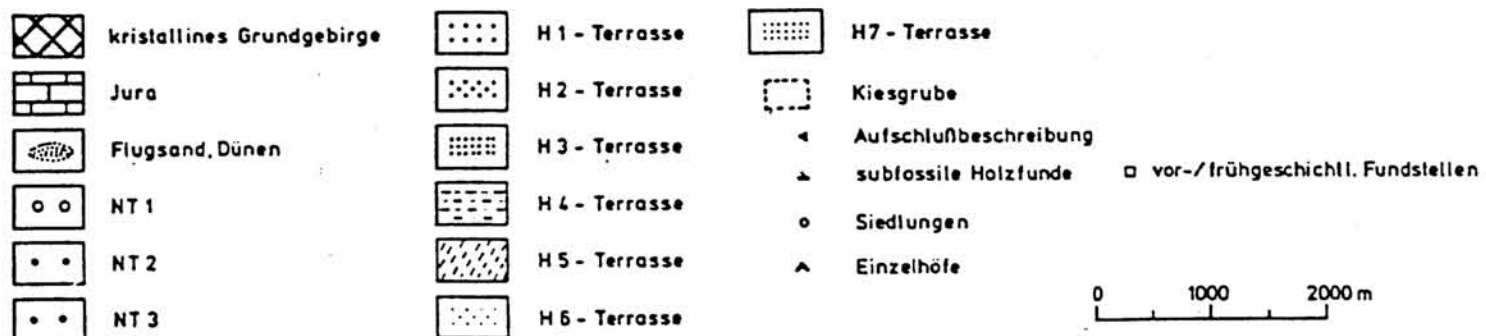
- tertiäre Molasse
- + kristallines Grundgebirge
- * nicht erreicht



Beilage 14: Lage der Bohrungen und des geologischen Talquerschnittes G (Abb. 25) im Raum Straubing – Bogen (Bohrverzeichnis im Anhang)



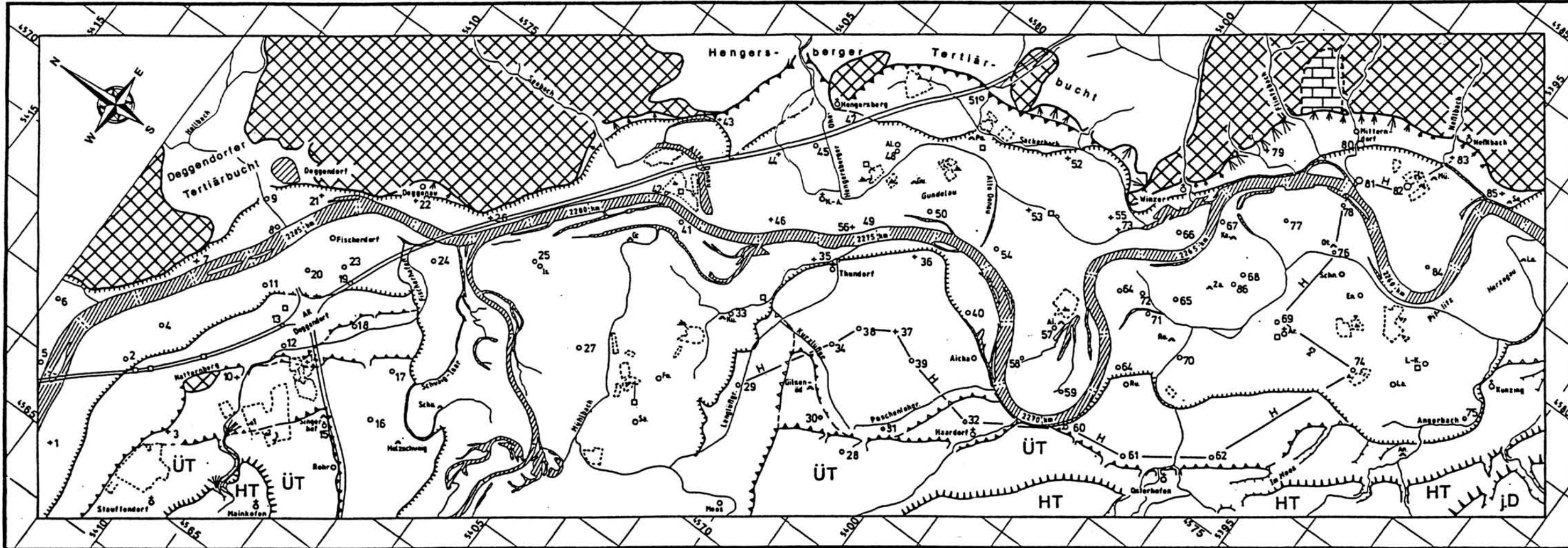
0 1000 2000m



Ortsnamenabkürzungen

Al	Aicht	Ku	Kugelstatt	Bu	Ruckasing
Al	Altenufer	La	Langburg	Sa	Sammern
An	Angerpoint	L.-K.	Langkünzing	Sche	Schnelldorf
Ar	Arbing	Le	Lenau	Schn	Schnelldorf
En	Endlau	Mü	Mühlham	Se	Seehof
Fo	Forstern	MÜh	MÜhlau	Za	Zalnach
Gr	Grieshaus	N.-A.	Niederalteich		
Gu	Gundelau	Ol	Ottach		
Is	Isargmünd	Po	Ponau		
Ka	Kasten	Ro	Roßfelden		

Beilage 15: Terrassengliederung im Donautal im Bereich und unterhalb der Isarmündung



QU.-BASIS:
 + kristallines Grundgebirge
 O Jura / Kreide
 O Tertiäre Molasse
 H Geol. Talgrundprofil

Ortsnamenabkürzungen

Al	Aichel	Ku	Kugelstatt	Ru	Ruckasing
Al	Altenufer	La	Langburg	Sa	Sammern
An	Angerpoint	L.-K.	Langkünzing	Sch	Schnelldorf
Ar	Arbing	Le	Lenau	Sch	Schnelldorf
En	Endlau	Mü	Mühlham	Se	Seehof
Fo	Forstern	Müh	Mühlau	Za	Zainach
Gr	Grieshaus	N.-A.	Niederalteich		
Gu	Gundelau	Ot	Ottach		
Is	Isargmünd	Po	Ponau		
Ka	Kasten	Ro	Roßfelden		

Beilage 16: Lage der Bohrungen, Aufschlußprofile, Holz- und vorgeschichtlichen Fundstellen im Donautal im Bereich und unterhalb der Isarmündung (Bohrverzeichnis im Anhang)