

Arbeitskreis *Paläopedologie* der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

11. Exkursionstagung

am 28. - 30. Mai 1992 in Aachen

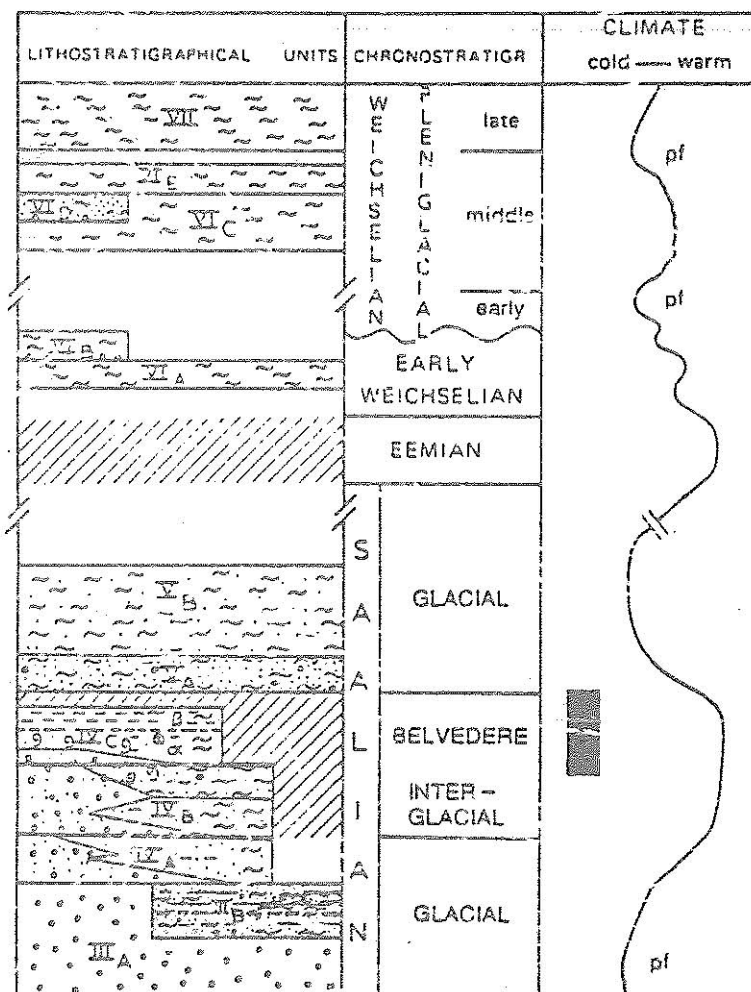
Bodenstratigraphie im Gebiet von Maas und Niederrhein

Führung:

F. Gullentops, J. Vandenberghe, H. J. Mücher und A. S. Huijzer
W. Paas, W. Schirmer, L. Zöller und S. Stephan

Programm und Exkursionsführer

zusammengestellt von H. E. Stremme



MAASTRICHT-BELVEDERE

[not to scale]

Kiel, 1992

Arbeitskreis *Paläopedologie* der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft

11. Exkursionstagung

am 28. - 30. Mai 1992 in Aachen

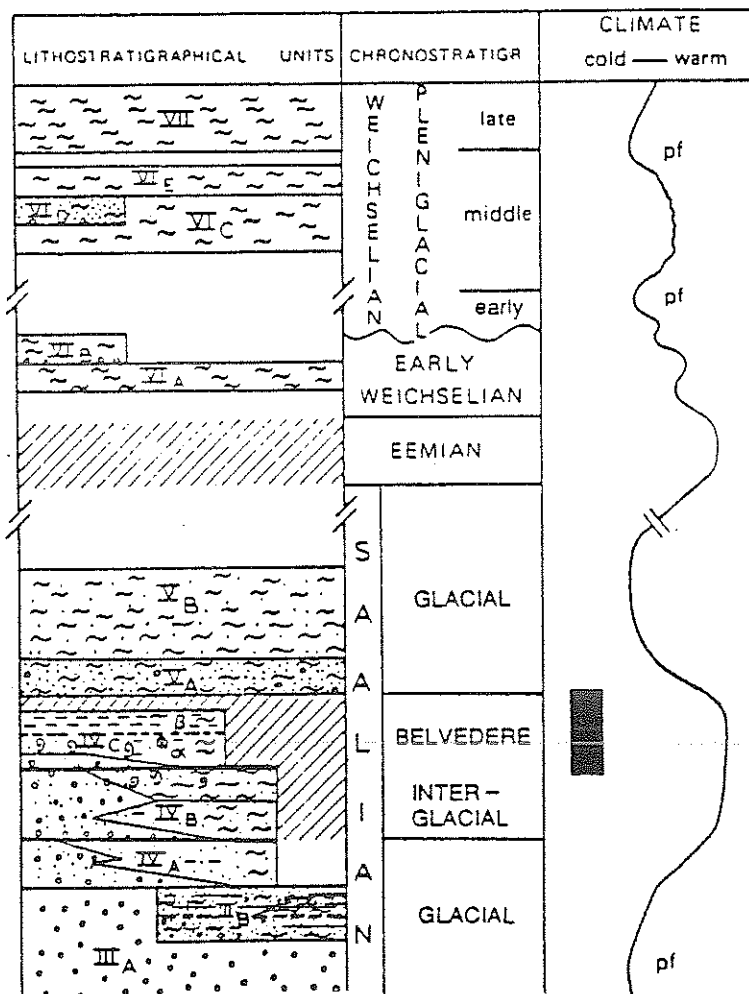
Bodenstratigraphie im Gebiet von Maas und Niederrhein

Führung:

F. Gullentops, J. Vandenberghe, H. J. Mücher und A. S. Huijzer
W. Paas, W. Schirmer, L. Zöller und S. Stephan

Programm und Exkursionsführer

zusammengestellt von H. E. Stremme



MAASTRICHT-BELVEDERE

[not to scale]

Kiel, 1992

P R O G R A M M F O L G E :

28.05.1992 - 18 Uhr Treffen im Hotel Ibis (Friedlandstr. 8)
mit zwanglosem Abendessen
20 Uhr Hotel Ibis.- Sitzung des AK Paläopedologie
Tätigkeitsbericht (Vorsitzender)
Exkursionen des AK 1993 und 1994
Einführung in Exkursionen am 29.u.30.05.92
u.a.

29.05. - 8 Uhr ab Aachen (Hotel Ibis) zur Exkursion mit Bus
ins Gebiet der M A A S . - Führung: F. GULLENTOPS,
J. VANDENBERGHE, H.J. MÜCHER und A.S. HUIJZER

Seite:

1. R o c c o u r t.- Rocourt-Böden (locus typicus) = Eem- 11
Interglazial
2. E b e n .- Eben-Paläoböden, roter Gley, älterer 15
Paläoböden
3. K e s s e l t .- Junge Löss und Sande der Weichselver- 16
eisung. Interstadialer Kesselt-Böden (lo-
cus typicus), Naßböden, Kryoturbationen
und Eiskeile
4. M a a s t r i c h t - B e l v é d è r e .- Löss der 29
Saale (Warthe)- und der Weichsel-Verei-
sung mit Eem - Paläoböden und intersta-
dialen Paläoböden. Darunter Kies und Sand
der älteren Saale - Terrasse mit einer
Auenparabraunerde als oberem Abschluß. Sie
entstand in intrasaalezeitlicher Warm-
zeit mit Fauna eines gemäßigt warmen
Klimas. TL- und ESR- Alter

Seite:

5. D i l s e n .- Dilsen - Sande (äolisch) aus der Saale-Ver- 58
eisierung mit grauen Paläoböden. Darüber Sande
mit Eem - Paläoboden
6. D i l s e n - Homo .- Zutendaal - Kies (Maas - Hauptterrasse) 60
D o r n e mit As - Boden.- Saale-Kryoturbationen und Eem-
Paläoboden

Mittag: Lunchpakete werden am Bus verteilt

19 Uhr Ankunft in Aachen

20 Uhr zwangloses Beisammensein im Restaurant des Hotels Ibis

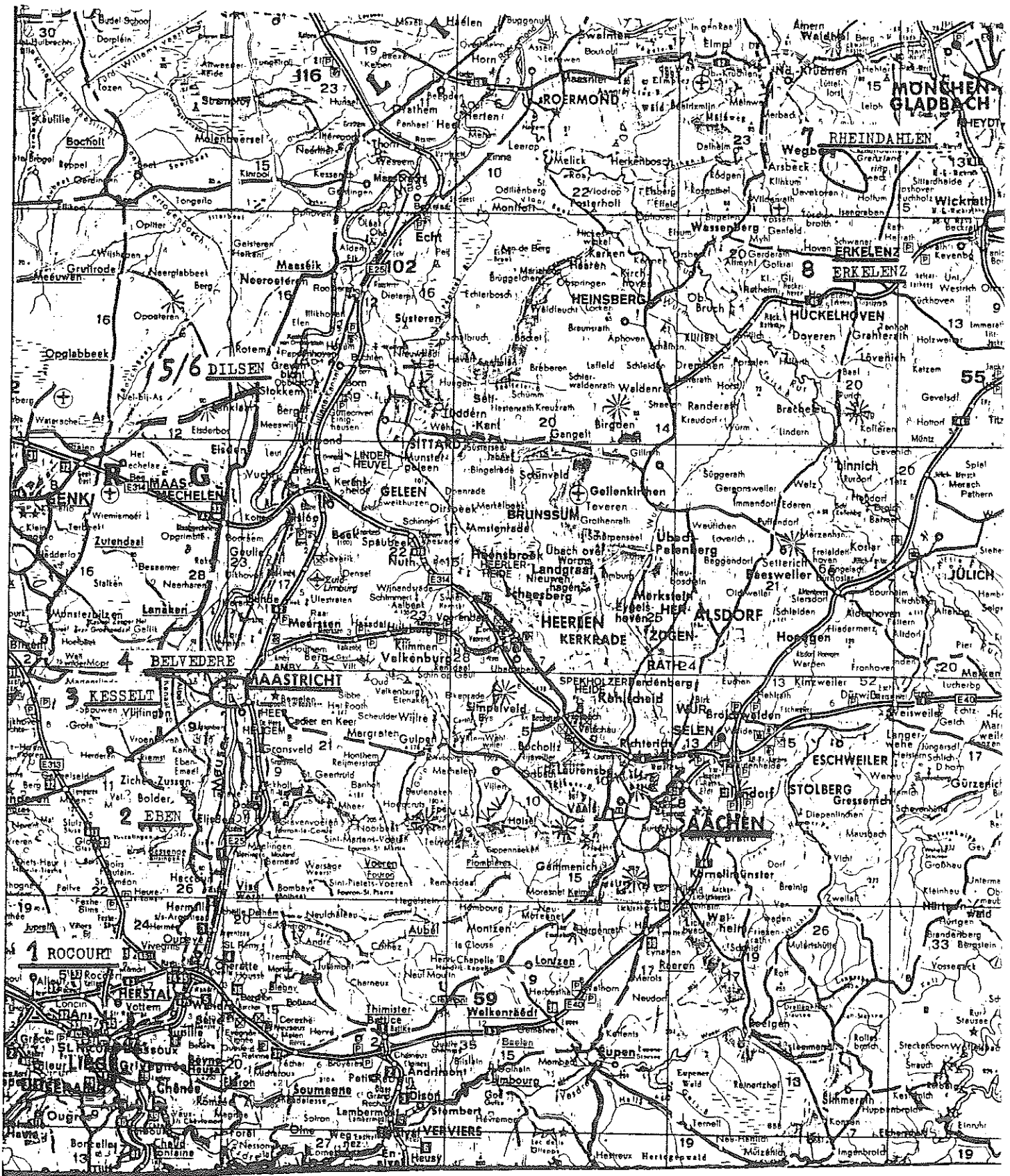
30.05.1992.- 8 Uhr ab Aachen, Hotel Ibis

Exkursion zum N I E D E R R H E I N 62
Führung: W. PAAS, W. SCHIRMER, L. ZÖLLER und S. STEPHAN

7. R h e i n d a h l e n .- Löß - Bodenstratigraphie, Paläoböden 64
des letzten und des vorletzten Interglazials. +
TL - Alter 76
8. E r k e l e n z .- Mehrere Löß - Paläoboden - Sequenzen. In- 70
terglaziale und interstadiale Paläoböden. Im +
tieferen Grubenbereich über der Hauptterrasse 86
ein mächtiger Bodenkomplex aus zwei pseudover-
gleyten Parabraunerden. Diskussion über die
stratigraphische Einstufung der interglazialen
Paläoböden. TL - Alter

13 Uhr Ankunft in Aachen

E n d e d e r E x k u r s i o n



Maßstab etwa 1 : 350 000

Teilnehmer :

ANSCHÜTZ, W., Düsseldorf
 BARGON, E., Prof., Wiesbaden
 BARGON, Frau
 BECKMANN, TH., Braunschweig
 BISCHOFF, R., Eppingen
 BRONGER, A., Prof., Kiel
 BUCH, M., Dr., Regensburg
 CEPEK, A., Dr., Berlin
 CHARLIER, D., Düsseldorf
 COFFLET, L., Düsseldorf
 EMMERICH, K.-H., Dr., Wiesbaden
 FELDMANN, L., Dr., Düsseldorf
 FELIX-HENNINGSSEN, P., Prof., Münster/Westf.
 FRECHEN, M., Dr., Köln
 GERLACH, Renate, Dr., Bonn
 GULLENTOPS, F., Prof., Leuven (Belgien)
 HEILMANN, H., Freiberg/Sa
 HEINKELE, TH., Dr., Essen
 HELLWIG, Dr., Berlin
 HORMES, Anne, Düsseldorf
 HOSELMANN, CH., Köln
 IKINGER, A., Neuwied
 JANETZKO, P., Dr., Kiel
 KEIL, B., Dr., Reiskirchen
 KLOSTERMANN, J., Dr., Krefeld
 KOTYNSKI, H., Düsseldorf
 ✓ LINNEMANN, U., Dr., Dresden
 MÜCHER, H.J., Prof. Amsterdam
 MÜLLER, D., Köln
 OTT, TH., Regensburg
 PAAS, W., Dr., Krefeld
 RÖSNER, Ulrike, Dr., Erlangen
 SCHALICH, J., Dr. Aachen
 SCHAMP, J., Bonn
 SCHIRMER, W., Prof., Düsseldorf

SCHMIDT, R., Bonn
SCHOLTEN, TH., Münster/Westf.
SCHRÖDER, D., Prof., Trier
SCHWEITZER, U., Köln
SEMME, A., Prof., Hofheim/Taun
SKOWRONEK, A., Prof., Bonn
STEPHAN, S., Dr., Bonn
STREMME, H.E., Prof., Kiel
STRUNK, H., Dr., Regensburg
TRIPPNER, CH., Regensburg
URBAN-KÜTTEL, Brigitte, Prof., Suderburg
VANDENBERGHE, J., Prof., Amsterdam
VÖLKEL, J., Dr., Regensburg
VOGG, R., Dr., Stuttgart
WALTER, R., Regensburg
WEICKEN, H.-M., Dr., Saarbrücken
ZANDER, Anja, Köln
ZÖLLER, L., Dr., Heidelberg

BODENSTRATIGRAPHIE IM GEBIET VON MAAS UND NIEDERRHEIN

E I N F Ü H R U N G (H.E. STREMME)

Die Exkursion ins Gebiet von Niederrhein und Maas gibt die Gelegenheit, die Bodenstratigraphie für den Niederrhein mit der von Belgien und den Niederlanden zu vergleichen und zu korrelieren. Für die Gestaltung der Führung der Exkursion im Gebiet der Maas gilt besonderer Dank F. GULLENTOPS (Leuven), J. VANDENBERGHE (Amsterdam), H.J. MÜCHER (Amsterdam) und A.S. HUIJZER (Amsterdam).

Im Rheingebiet dient die Bodenstratigraphie hauptsächlich zur Gliederung von Mittel- und Jungpleistozän. Bei einem DFG-Forschungsvorhaben zur Korrelation der Paläoböden von der Normandie bis zur Tschechoslovakei wurde auch eine Korrelation mit der Bodenstratigraphie des Rheingebietes vorgenommen (M. SARNTHEIN et al., 1986). Die Bodenstratigraphie erwies sich in allen Gebieten als eine weitgehend vollständige Gliederungsmöglichkeit. Gute Übereinstimmung bestand z.B. für die Gliederung der Saale-Vereisung.

In Zusammenarbeit mit M. SARNTHEIN wurde auch eine Korrelation der Paläoböden mit der Klimakurve der O-Isotopen für Tiefsee-Sedimente vorgenommen (M. SARNTHEIN, et al., 1986). Dabei wurden zur Klärung der Zeitvorstellungen ESR- und Th/U-Datierungen (A. MANGINI, Institut für Umweltphysik, Heidelberg) an Molluskenschalen aus Holstein- und Eem- Interglazial von Schleswig-Holstein und Nordfrankreich veranlaßt. Für das Holstein-Interglazial wurde ein Alter von 350 - 400 ka (400 000 Jahren) bestimmt (M. SARNTHEIN et al., 1986). Dieses Erkenntnis gehört zu den Grundlagen der nachstehenden Korrelations-Tabelle 1. Das Holstein-Interglazial ist mit der O-Isotopen-Stufe 11 zu korrelieren, die Wacken-Warmzeit mit der Stufe 9 und das Interglazial innerhalb der Saale-Vereisung (Treene) mit der Stufe 7. Diese Darstellung stimmt mit den Vorstellungen zahlreicher Forscher in Europa überein und findet zunehmend weitere Anerkennung.

BODENSTRATIGRAFIE IM RHEINGEBIET - KORRELATION UND TL - ALTER (ka)
(H.E. STREMMER & L. ZÖLLER, 1992)

BODEN- STRATIGRAFIE NORDEUROPE. VEREINBARUNGEN	O-ISOT. STUFE TIEFSEE	MAASTRICHT HUIJZER & MÜCHER, 1991	RHEINDAHL ZÖLLER et al., 1988	ARIENDORF BRUNNACKER in BOSINSKI et al., 1983	KÄRLICH STREMMER SEMML, 1974
WEICHSEL	2 3 4 5a-5d			1: 30,8 ± 3 Lohn.Böden	1: 28,6 ± 3 Lohn.Böden
EEM	5e	Luvisol ROCCOURT	Parabraunerde	Parabraunerde	Parabraunerde BAD SODEN 1
SAALE 2 WARTHE	6		3: 137 ± 13 6: 167 ± 15	4: 152 ± 15 10: 199 ± 18	2: 150 ± 13 3: 149 ± 12 4: 157 ± 13
TRENE	7	Luvisola PK BELVEDERE 250 burn.Flint	Parabraunerde -Pseudogley	Parabraunerde	Brackentuff Parabraunerde BAD SODEN 2 KÄRLICH IGL.
SAALE 1 DRENTHE	8	Kies und Schotter	8: 239 ± 26	12: 235 ± 42 15K: 244 ± 25 16: 300 ± 34	2: 232 ± 28 1: 222 ± 25 5: 253 ± 31 6: 236 ± 26
WACKEN/DÖMN.	9			Pods.Braunerde	Humushorizont
MEHLBEK/FUHNE	10				
HOLSTEIN	11			Pseudogley- Braunlehm ARIEND. IGL.	Parabraunerde Parabraunerde BAD SODEN 3
ELSTER	12			40 Ar/39 Ar 420±20 LIPPOLT et al., 1986	

In einem späteren DFG-Forschungsvorhaben wurde die Thermolumineszenz (TL) - Datierung für die Bodenstratigraphie eingesetzt (L. ZÖLLER et al., 1988 und H.E. STREMMER et al., 1991). Zahlreiche TL-Alter für drei Vereisungen sind in der vorstehenden Tabelle 1 enthalten. Darin ist die gute Übereinstimmung der TL-Alter bemerkenswert. In der Tabelle 2 sind die Ergebnisse der TL-Datierung für die Alterseinstufung interstadialer Paläoböden der Weichsel (= Würm)- Vereisung zusammengestellt.

Intra-saalezeitliche interglaziale Paläoböden werden seit einigen Jahren in den Niederlanden im Aufschluß Maastricht-Belvédère beobachtet. Große Bedeutung hat dieser Aufschluß, weil darin die warmzeitliche Fauna aus intra-saalezeitlichem Kalk-Tuff das "Belvédère" - Interglazial belegt.

Zu den Voraussetzungen einer richtigen Deutung und stratigraphischen Einstufung der Paläoböden gehört die Untersuchung der einzelnen Aufschlüsse über längere Zeiträume und die Beobachtung der großräumigen Zusammenhänge. Chemische, sedimentpetrographische, mineralogische oder mikromorphologische Untersuchungen können viele Fragen klären.

Geringmächtige Bt-Horizonte können auch in Interstadialen entstehen oder zwei Bt-Horizonte in einem Interglazial (H.E. STREMMER et al., 1991).

Die Bodenstratigraphie läßt sich über große Entfernungen sehr gut korrelieren. Sie kann zur Klärung der Quartär-Stratigraphie im Gebiet der Vereisungen Nordeuropas ebenso erfolgreich eingesetzt werden wie im Alpenvorland.

WEICHSEL / WÜRM - PALÄOBÖDEN

VERSUCH EINER
GLIEDERUNG - DATIERUNG - KORRELATION

TL-ALTER ka	BODEN- STRATIGRAPHIE	AUFSCHLÜSSE	K O R R E L A T I O N	
			TIEFSEE O-ISOT.- STUFEN	VAN VLIET(1987/88) BODEN- ALTER STRATIGR.
30	LOHNER BOD.	Lößgebiete zahlreich	3a	DENEKAMP 30
50-40	BÖCKINGER BODEN	Böckingen	3c	MOERSHOOFD 50-40
65-60	OB.MOSBACHER HUMUSZONE K E L L E R	Böckingen Tönchesberg (ob.H.-Zone) Rotenberg Nußloch Steinheim(M)	4	OGNON 70-65
90-75	MITTL.MOSBACH. HUMUSZONE O D D E - R A D E	Tönchesb. (unt.H.-Z.) Rotenberg Steinheim(M) Wels	5a	ST.GERMAIN 80 II
100	UNT.MOSBACH. HUMUSZONE oder Bt-Hor. B R Ö R U P	Nußloch	5c	ST.GERMAIN 100-90 I
130-110	E E M	zahlreich	5e	E E M 120-110

(H.E.STREMME & L.ZÖLLER, 1990)

L i t e r a t u r :

- BOSINSKI, G., BRUNNACKER, K. & TURNER, E. (1983): Ein Siedlungsbe-
fund des frühen Mittelpaläolithikums von Ariendorf, Kreis
Neuwied.- Archäolog.Korrespondenzbl., 13:157-169
- HUIJZER, A.S. & MÜCHER, H.J. (1991): Micromorphology of the intra-
Saalian interglacial pedocomplex and Eemian Rocourt soil in
the Belvédère pit (Maastricht, The Netherlands).- Meded.
Rijks Geol.Dienst (in press)
- LIPPOLT, H.J., FUHRMANN, U. & HRADECKÝ, H. (1986): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age
determinations on sanidines of the Eifel volcanic field
(Föder.Rep.of Germany): Constraints on age and duration of a
Middle Pleistocene cold period.- Chem.Geol.(Isot.Geosci.Sect.),
59:187-204
- SARNTHEIN, M., STREMMER, H.E. & MANGINI, A. (1986): The Holstein Inter-
glaciation: Time-Stratigraphic Position and Correlation to
Stable-Isotope Stratigraphy of Deep-Sea Sediments.- Quat.Res.,
26:283-298
- SEMME, A. (1974): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-
Gebiet.- Rhein-Main.Forsch., 78: 9-56
- STREMMER, H.E., ZÖLLER, L. & KRAUSE, W. (1991): Bodenstratigraphie und
Thermolumineszenz-Datierungen für das Mittel- und Jungpleisto-
zän des Alpenvorlandes.- Sonderveröff.Geol.Inst.d.Univ.Köln,
82(Festschr.KARL BRUNNACKER):301-315, Köln
- VAN VLIET-LANOE, B. (1988): The role of segregation ice in the
superficial formations of Western Europe. The process and
their heritages.- Loess Letter - 1988: 1-17, Centre de Géo-
morphologie, Caen
- ZÖLLER, L., STREMMER, H.E. & WAGNER, G.A. (1988): Thermolumineszenz-
Datierung an Löss-Paläoboden-Sequenzen von Nieder- Mittel-
und Oberrhein.- Chem.Geology, 73: 39-62, Amsterdam

1. ROCOURT (F. GULLENTOPS)

La sablière de Rocourt

A. — Description.

Cette très grande exploitation (± 500 m de parois) est située à 4 km au Nord-Ouest de la ville de Liège, aux abords de la route vers Tongres. Elle se trouve à 195 m de hauteur sur un plateau ondulant qui forme la zone de partage des eaux de la Meuse et du Geer.

Un profil extrêmement important y est exposé.

Nous y observons de haut en bas (fig. 6) :

1. — de 0 à 20 cm : limon humifère de la couche arable ;
2. — de 20 à 70 cm : limon très argileux, brun-rougeâtre ; terre à briques, *Ech. II. 25* ;
3. — de 70 à 100 cm : limon argileux brun, à structure grossière, *Ech. II. 26* ;
4. — de 110 à 170 cm : limon jaune brun, poreux, encore toujours non calcaireux, *Ech. II. 27* ;
5. — de 170 à 200 cm : franges irrégulières de limon gris foncé brunâtre, légèrement argileux ; les franges descendent irrégulièrement dans l'horizon sous-jacent ; *Ech. H. 28*. En un endroit seulement nous avons observé un coin vertical de limon gris qui descend de cet horizon 5 verticalement sur environ 1 m de profondeur. Ce coin est en tous cas semblable à celui décrit à Kesselt à partir de l'horizon 6 ;
6. — de 200 à 230 cm : limon très finement stratifié, très doux et fin, de couleur brun-rougeâtre, *Ech. II. 29* ;
7. — de 230 à 300 cm : limon jaune gris, finement stratifié, très doux et légèrement poreux, *Ech. II. 30* ;
8. — de 300 à 330 cm : limon gris, un peu argileux, légèrement rouillé ⁽¹⁾ avec nombreuses concrétions calcaires (Lösckindel), *Ech. H. 31*. Abondantes traces de vers ;
9. — de 330 à 350 cm : limon brun noir, *Ech. II. 32*, humifère (0,67 %) à structure pédologique très feuilletée, avec nombreuses traces de radicelles. La couleur noire diminue progressivement vers le sommet et y passe insensiblement dans l'horizon 8.

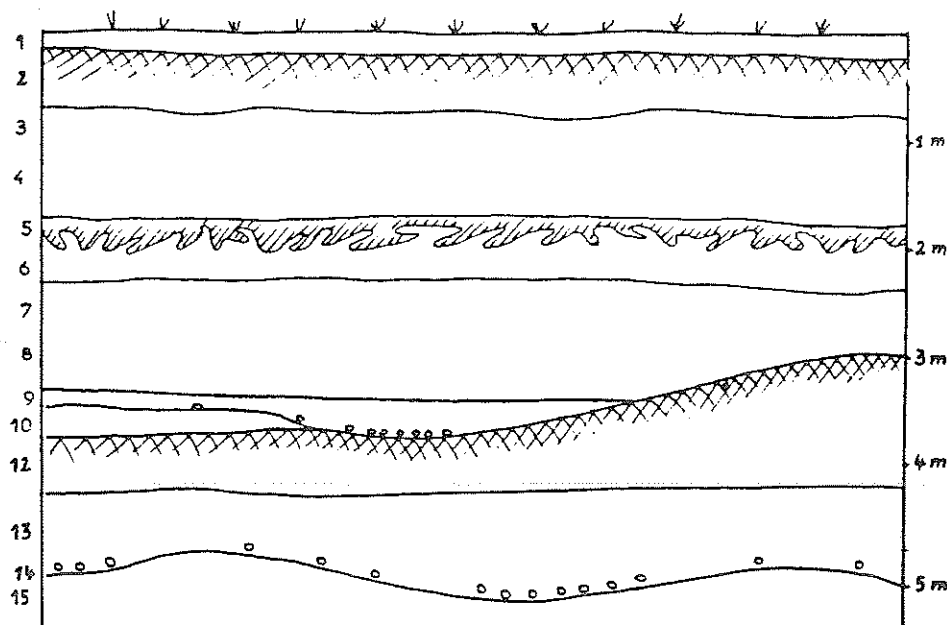
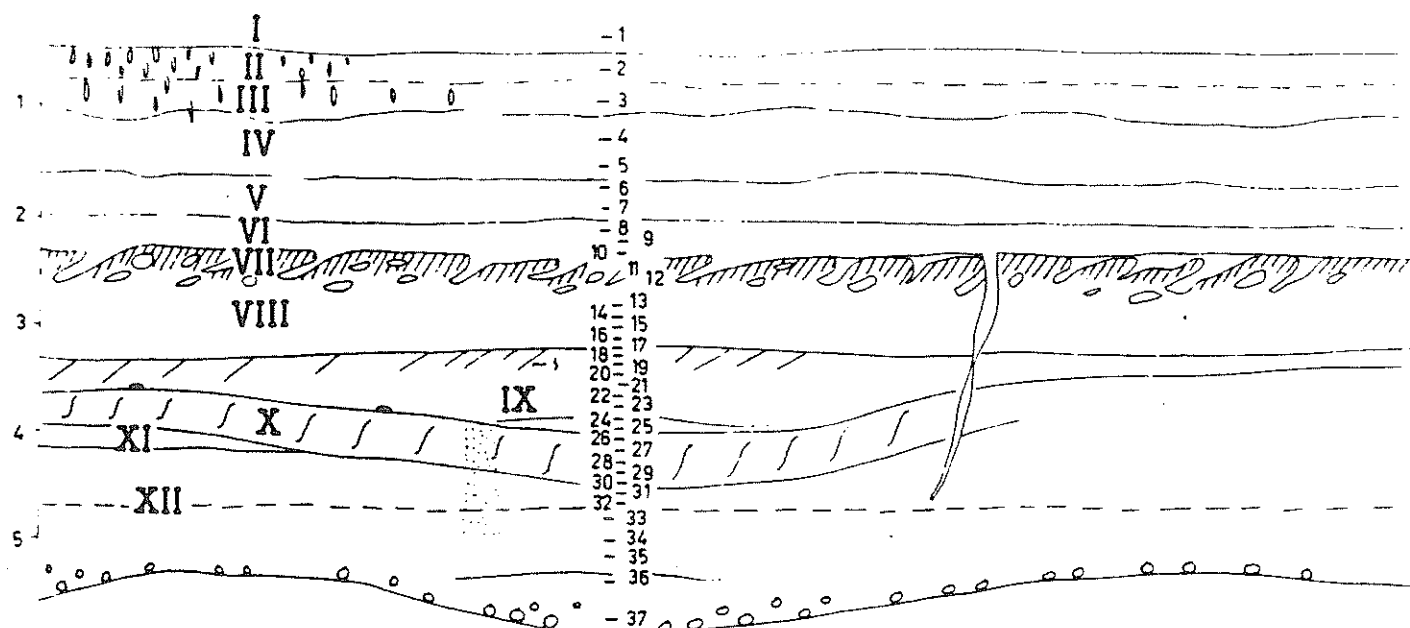


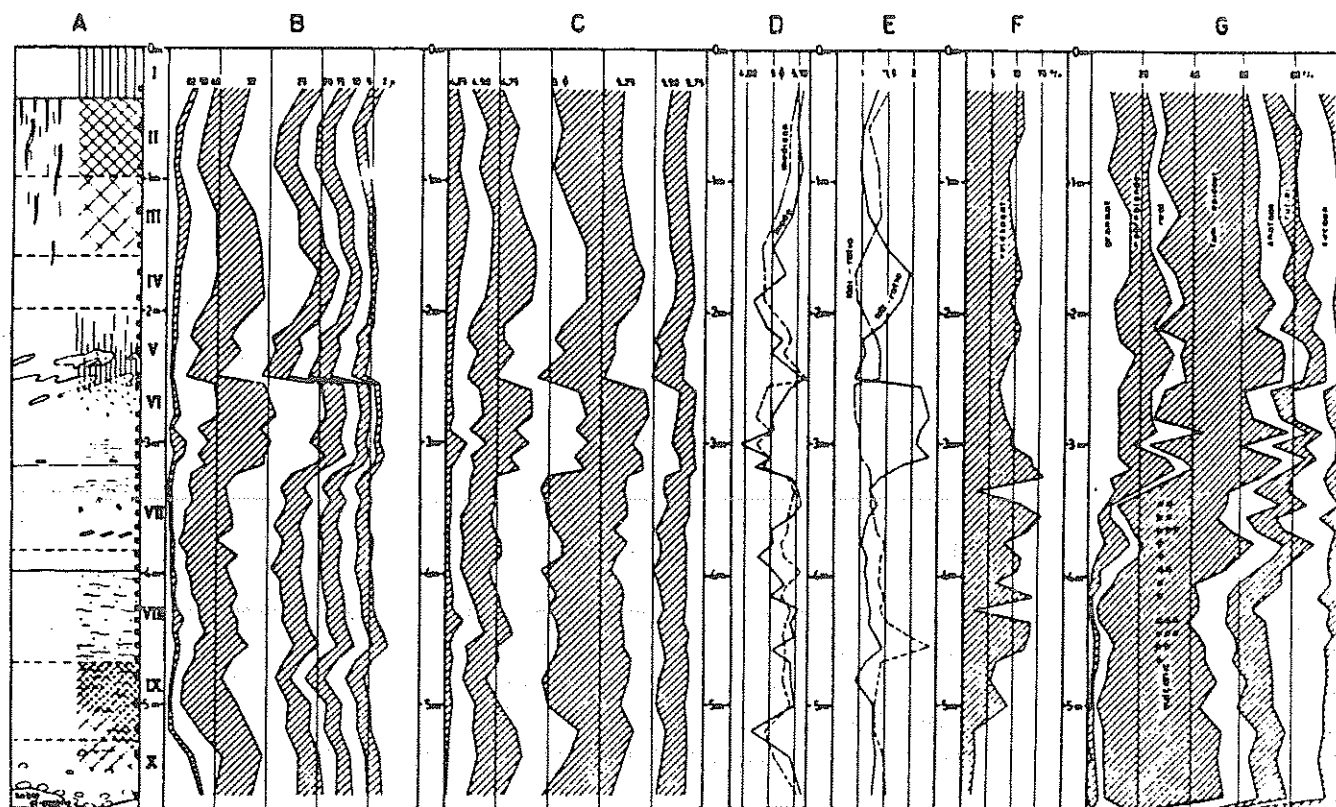
Fig. 6. — La couverture quaternaire de la sablière de Rocourt.

(1) couleur de rouille produite par une oxydation au contact d'eau dans le sol.

1. ROCOURT



ROCOURT



Une recherche obstinée nous a fait trouver quelques très rares petits galets de silex, près de la base de l'horizon 9. A un endroit, cet horizon montrait une épaisseur de 50 à 60 cm et donnait l'impression de remplir une légère dépression. Là les petits galets furent un peu moins rares ;

10. — de 350 à 370 cm : limon doux, jaune blanchâtre, à structure pédologique très feuilletée ; très riche en concrétions dures et noires d'oxydes de fer et de manganèse. *Ech. H. 33*. Cet horizon contient le moins d'argile de toute la coupe ;

11. — de 370 à 385 cm : limon argileux, brun roux, formant un passage progressif de la couche sus-jacente à la couche sous-jacente. *Ech. H. 34*. Le feuilletage est encore très net (Photo 14, Pl. XIII) ;

12. — de 385 à 425 cm : limon très argileux et compact, de couleur brun roux, à nombreuses concrétions noires et dures. *Ech. H. 35* ;

13. — de 425 à 500 cm : limon très argileux gris roux, très compact, à nombreuses veines et taches grisâtres. *Ech. H. 36*. En un endroit de la coupe, cet horizon atteint plus de 2 m d'épaisseur, mais par suite de ce relèvement, les horizons 9, 10 et 11 ont été érodés ;

14. — cailloutis de silex et quartz blancs arrondis, à épaisseur faible et parfois représentés seulement par quelques cailloux ;

15. — sable oligocène blanc-jaune, dont le sommet a parfois la même couleur brun roux que le limon argileux qui le recouvre.

B. — Interprétation.

a) Dépôt d'un loess ancien.

Sur une surface topographique érodée dans des assises tertiaires, se dépose un premier dépôt de limon éolien. Les horizons 9 à 13 montrent ce qui reste de ce dépôt. Ils ont probablement été décalcifiés dans la suite, mais il est toutefois actuellement impossible d'affirmer s'ils ont été calcaireux. De même, une très forte altération a remplacé les structures du dépôt original par une structure pédologique compacte ou feuilletée qui ne nous permet pas de constater si le climat froid pendant l'apport éolien était humide ou sec.

b) Altération de ce loess.

Ces horizons 9 à 13 font partie d'un profil pédologique entier montrant une couche humifère, un horizon éluvial, très appauvri en argile (10) et un horizon illuvial (12-13) très altéré et fortement enrichi en argile (Photo 14, Pl. XIII).

La couleur rousse de la zone illuviale est donnée par un état très spécial de l'oxyde de fer, qui se trouve beaucoup plus parfaitement fixé aux grains que dans les terres à briques actuelles. Par un traitement à l'acide oxalique, ce limon conserve en effet cette couleur rousse tandis que la terre à briques supérieure des profils blanchit complètement. La détermination de l'état exact du fer est à l'étude par M. R. DUDAL.

Nous pouvons déjà en conclure que l'altération intense qui a provoqué cet épais horizon argileux (plus de 2 m au moins) et cette couleur rousse, s'est effectuée dans un climat nettement plus chaud que le postglaciaire et de plus longue durée.

Notons que M. J. VAN DOORMAAL (1915) a signalé près de Sittard, en Limbourg néerlandais, à 45 km au NE de Rocourt, un profil en tous points semblable, égale-

ment avec une couche humifère (0,6 %) bien conservée. Cet auteur a effectué sur les limons de cette localité, des déterminations de la teneur en NO_3 et a constaté une proportion de 1 pour la terre à briques contre 240 pour ce limon roux. Il signale que ces teneurs sont toujours très hautes pour des sols « subtropicaux » et pense y voir le résultat d'une altération sous un climat beaucoup plus chaud que l'actuel. Il conclut que ces différences sont si marquantes qu'on doit admettre une longue période d'altération météorique entre les dépôts de limon inférieur et supérieur.

Toutes ces données montrent donc un arrêt très important dans l'apport du loess et un climat chaud durant cet arrêt. Ce sont des caractères d'un climat qui doit nécessairement avoir été accompagné d'un recul plus poussé des glaciers que dans le climat actuel. C'est la définition, non d'un interstade, mais d'un interglaciaire.

c) Ce profil, tel que nous le trouvons actuellement, porte des traces évidentes d'une dégradation : l'horizon 10 fortement lixivié, la structure très feuilletée des horizons 10 et 11.

Nous croyons, par analogie avec la dégradation de nos sols bruns forestiers actuels, pouvoir supposer que ce profil est le résultat d'une végétation forestière. Mais il est criblé de nombreuses petites concrétions dures d'oxydes de fer qui seraient indicatives d'une végétation herbacée. En même temps l'épaisse couche humifère qui recouvre le profil fait, d'après M. R. DUDAL, également penser à une végétation herbacée. Nous interprétons donc ce profil comme suit : le loess est d'abord altéré sous un climat plus chaud que le postglaciaire et sous une végétation forestière. Une détérioration du climat provoque le remplacement de celui-ci par une végétation herbacée, qui facilite l'érosion par le ruissellement. La couche humifère s'amplifie et dans les ondulations du sol elle s'est encore accrue par l'apport de limon humifère par le ruissellement.

d) Un nouvel apport de loess indique l'apparition d'un climat périglaciaire et donc le début d'une période froide.

Dans la coupe de Rocourt, cet apport enterre progressivement la végétation herbacée, ce qui explique la diminution dégressive de la couleur noire. Dans la suite cet apport devient si considérable, que le loess reste calcaireux, l'altération météorique et humique n'ayant pas le temps de le décalcariser. Cette préservation du calcaire est évidemment aussi favorisée par une moins grande activité végétative et chimique dans le climat périglaciaire. Une évolution semblable a été décrite par M. J. FAYE (1951) au Kansas.

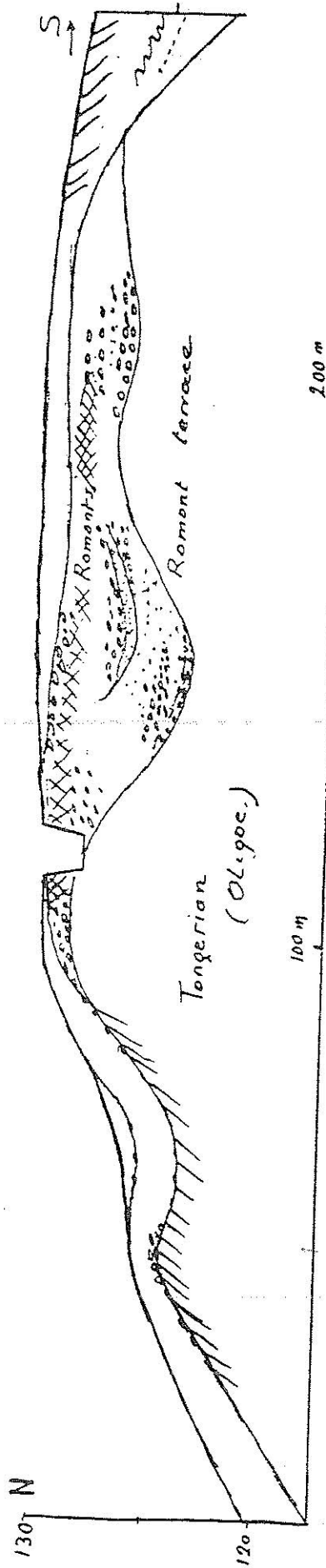
Aux autres endroits où le ruissellement avait tronqué une partie du sol interglaciaire, le contact se fait brusquement, même sans intercalation de graviers, lorsqu'il n'y avait pas de source de cailloutis.

e) Les horizons 6 et 7 montrent un limon finement stratifié d'apport nivéo-éolien avec pouppées calcaireuses. Le dépôt s'est donc effectué sous climat froid et humide.

f) Le sommet de ce dépôt est légèrement oxydé. Il est probablement l'équivalent du sol interstadial de Kesselt. Une preuve formelle n'en existe cependant pas parce qu'il manque un horizon calcaireux entre la couche 6 et le profil actuel. L'épaisseur du limon postérieur (horizons 1 à 5) à ce sol est, en effet, très restreinte (2 m) de sorte que la zone de décalcification du profil actuel rejoint celle du sol interstadial. C'est uniquement la teinte oxydée qui plaide pour sa présence. Pourtant l'existence des mêmes franges grises à son sommet et du coin de glace, rempli également de limon gris, sont des témoins d'une même succession climatique.

g) Les deux mètres supérieurs sont un limon homogène non stratifié, ceci constitue un dépôt éolien pur, dénotant un climat froid mais sec.

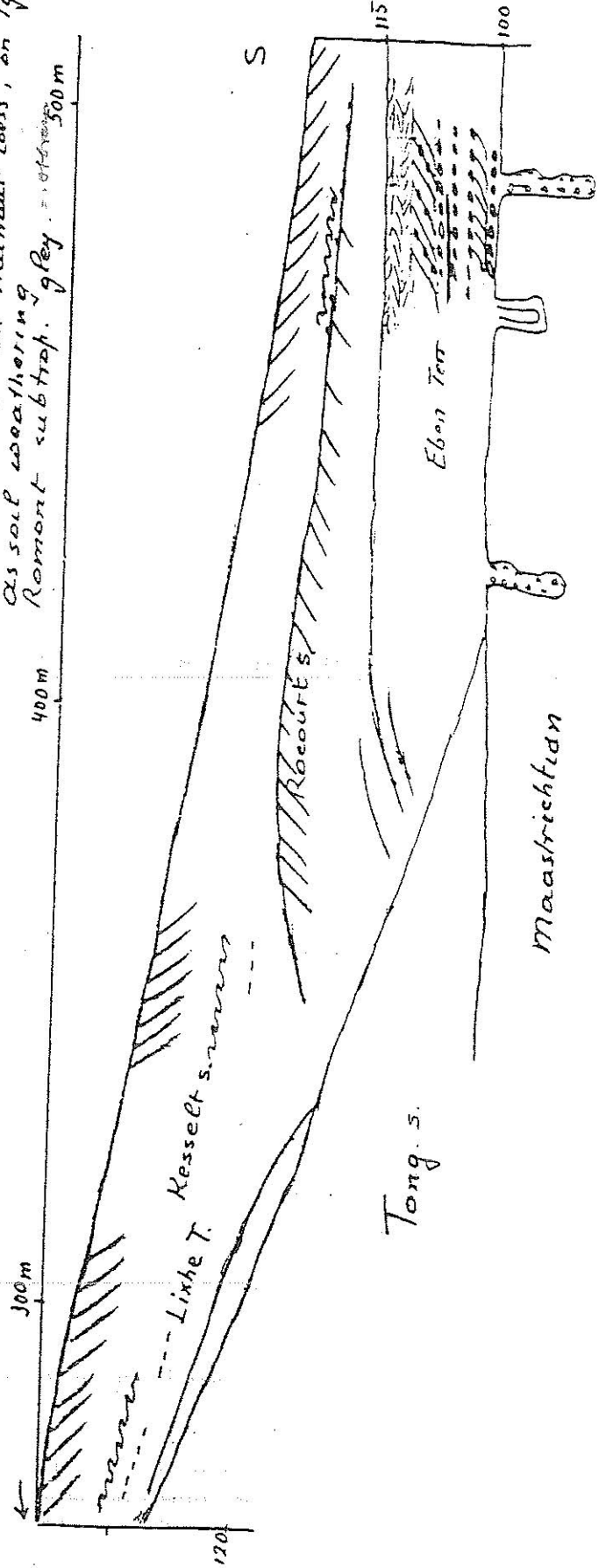
h) La pédogénèse actuelle affecte entièrement ce dernier loess.



Agrocolluvium
Holocene soil on Brabant Loess
Kesselt soil on Hesbaye loess
Lixhe turf in Hesbaye loess
Recourt soil on Hainaut loess, on Tg.
As soil weathering grey
Romont subtop. grey

Romont - hill

300 m
400 m
500 m



3. KESSELT (F. GULLENTOPS)

La briqueterie de Kesselt

A. — Description.

Cette briqueterie est située le long de la route menant de Veldwezelt à Vroenhoven à environ 5 km à l'Ouest de Maastricht.

Nous y avons relevé deux coupes : fig. 3.

a) Sur la paroi ouest de l'exploitation nous remarquons de haut en bas :

1. — 25 cm de couche arable.
2. — 1,20 m environ de limon argileux brun foncé à structure angulaire ⁽¹⁾, d'origine pédologique : terre-à-briques. La limite inférieure est très graduelle.
3. — 1,30 m de limon brun-jaunâtre légèrement oxydé et complètement décalcifié.
4. — 10 cm de limon doux avec filaments calcareux.

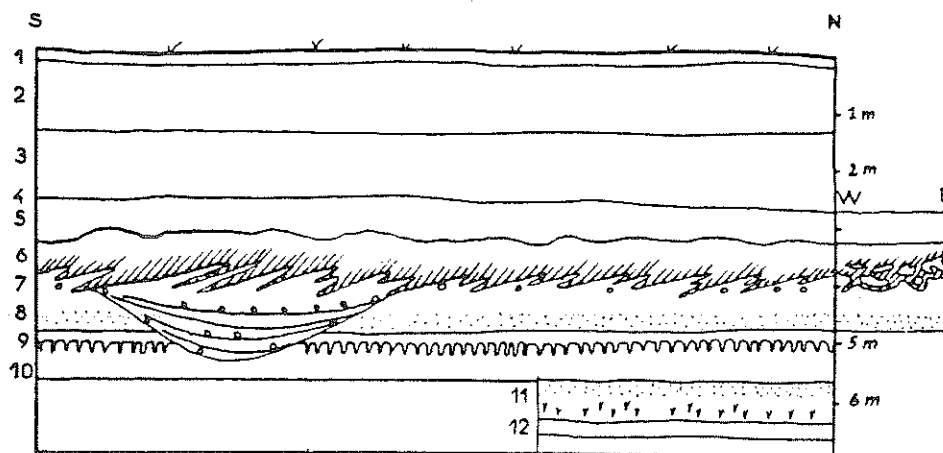


Fig. 3. — Coupe composée de la briqueterie de Kesselt.

5. — 70 cm de loess doux grisâtre, calcareux. Ech. H. 1 ⁽¹⁾.

6. — 50 à 60 cm de loess doux grisâtre, très calcareux. Ech. H. 2. La limite supérieure est extrêmement floue, mais la teinte grise devient plus foncée et légèrement brune vers le bas. Ech. H. 3. Là, le contact avec l'horizon suivant est brusque et se fait par des pointes obliques en formes de langues et de doigts qui pénètrent avec un angle de 12-15° dans l'horizon sous-jacent. La direction du plongement est constante sur toute la paroi et est de S 25° E. (Photo I, Pl. XII). Perpendiculairement à cette paroi, l'allure de ce contact est entièrement différente et apparaît sous la forme de guirlandes connectées en tous sens (voir l'extrémité Nord du croquis). Dans cet horizon sont incluses de nombreuses petites concrétions calcareuses. (Loesskindelpoupées).

Au contact avec l'horizon inférieur 7 se trouvent quelques rares petits cailloux de silex. En un endroit, à cette trainée caillouteuse se relie une lentille de limon brun, décalcifié, bien stratifié, avec petits galets épars dans la masse. La stratification décrit parfois des figures de solifluction très complexes. Epais au maximum d'1,20 m, ce dépôt est entièrement criblé de points noirs d'oxydes de fer et de manganèse.

Ce dépôt ravine encore à la base l'horizon 9 à polygones qui est enlevé sur une largeur de 3 m. Son sommet correspond à la couche de limon 7 jaune-roux. Les langues de l'horizon 6 sont présentes à la même hauteur et sous la même forme.

7. — 40 à 50 cm d'un limon doux brun-roux, complètement décalcifié, dont la teinte est la plus foncée au sommet, au contact des langues de l'horizon supérieur. Ech. H. 4. Vers le bas, la teinte passe graduellement au brun-jaunâtre.

⁽¹⁾ C'est-à-dire que le limon se délite en petits fragments angulaires.

⁽²⁾ Les numéros d'échantillons réfèrent aux tableaux d'analyse; la lettre qui les précède indique les régions; H = Hesbaye; V = Vesdre et A = Ardenne.

A travers cet horizon et pénétrant encore dans le suivant nous avons pu observer un mince coin de limon gris calcaireux, descendant verticalement depuis l'horizon 6 sur 80 cm de profondeur. Quelques petits cailloux de silex entraînés de la base de l'horizon 6 montrent bien qu'il s'agit d'un remplissage d'un coin ouvert.

8. — 40 cm de limon doux décalcifié, brun-jaunâtre, criblé de petits points noirs, qui sont des concrétions d'oxydes de fer et de manganèse.

9. — 10 cm de limon gris, calcaireux, *Ech. H. 5*, qui descend dans l'horizon sous-jacent en pointes presque verticales et profondes de 20 à 30 cm (Photo 1, Pl. XII). La distance entre les pointes se maintient constamment entre 20 et 25 cm. Dans le plan horizontal elles forment un réseau polygonal dont l'intérieur, rond ou légèrement ovale, est formé par le limon 10 sous-jacent (Photo 2, Pl. XII). Au sommet de ce limon gris, une nette ligne blanche accompagnée de petites concrétions calcaireuses forme la base du limon décalcifié 8. En dessous du ravinement cette limite de décalcification descend plus profondément.

10. — 80 cm visibles de limon calcaireux, brun-jaunâtre, *Ech. H. 6* au sommet et *Ech. H. 7* à la base. Ce loess est légèrement stratifié et au sommet, ces stratifications se relèvent verticalement pour pénétrer dans l'intérieur des polygones de l'horizon 9.

b) Une autre paroi qui descend plus profondément près de l'entrée de la briqueterie et dont la partie supérieure est déjà exploitée, nous montre de haut en bas :

6. — les langues et doigts grisâtres,

7. — l'horizon jaune-roux, à couleur pourtant moins prononcée,

8. — sur 40 cm, le limon jaune-brun à points d'oxyde de fer et manganèse,

9. — sur 20 cm, l'horizon calcarifère, blanc-grisâtre, avec les mêmes points en réseau polygonal,

10. — 60 cm de limon jaune, calcarifère avec taches de rouille diffuses,

11. — 70 cm de limon jaune légèrement orangéâtre (couleur rouille) calcarifère, finement stratifié, avec petites taches noires diffuses, surtout bien présentes dans la partie supérieure. Cet horizon est traversé de petites fentes verticales, profondes au maximum de 15 cm, dans lesquelles la stratification descend brusquement. Ces fentes sont particulièrement nombreuses le long de deux lignes situées à la base. Ce sont de minuscules fentes de glace, visibles grâce à la stratification du limon,

12. — 20 cm à la base du profil, un limon gris-blanc calcarifère semblable à celui de l'horizon 4, et également avec un réseau polygonal, mais moins bien développé.

B. — Interprétation.

Les horizons 1 à 4 font partie du profil pédologique actuel, avec décalcification, altération et illuviation, le dernier horizon étant la zone de concentration diffuse du calcaire.

L'horizon 5 est le loess calcaireux original de ce profil.

L'horizon 7 est de nouveau décalcifié, légèrement oxydé et l'analyse granulométrique montre un léger accroissement de la fraction argileuse qui passe de 8 à 11 %. L'altération qui a provoqué ces phénomènes n'est certainement pas très importante puisque l'horizon d'altération du profil supérieur actuel possède toujours plus de 20 % d'argile. Néanmoins, on se trouve en présence d'un arrêt dans l'apport du loess et d'un changement notable dans le climat froid. Le fait que cet horizon a été une surface topographique est souligné par la présence de cailloux épars à sa surface. En outre, il existe sur les deux parois décrites un ravinement se raccordant à cette surface et rempli de limon stratifié, de ruissellement, avec lits de graviers et de sables. La décalcification qui accompagne cette surface est profonde de 80 cm (comportant aussi l'horizon 8), ce qui ne représente qu'une fraction des 2,70 m de profil pédologique actuel. Sous le ravinement cette décalcification est plus importante et causée par le plus grand flux d'eau. La décalcification actuelle présente d'ailleurs les mêmes irrégularités.

Les horizons 9 à 12 consistent en un loess doux calcaireux très finement stratifié. Ils comportent d'intéressants phénomènes.

a) La fine stratification montre que le loess éolien ne s'est pas déposé d'une manière continue et par l'intermédiaire d'un moyen de transport autre que le vent. Il est probable que le vent qui apportait le loess était également chargé de neige, et qu'à la fonte des neiges, les poussières ont été remaniées et déposées en couches minces. M. V. VAN STRAELEN (1946) a employé le terme de nivéo-éolien pour désigner ce mode de transport, dont les caractéristiques ont été définies par M. R. TAVERNIER (1946-1948). On doit en conclure que le climat pendant cette période était non seulement froid mais également très humide.

b) Les nombreuses petites fentes de glace qu'on retrouve actuellement remplies du limon qui en constituait les parois, démontrent que le loess de l'horizon 11 s'est déposé dans des conditions de froid intense : mais le froid seul ne suffit pas à provoquer des fentes de glace, il faut aussi de l'humidité, ce qui corrobore notre première conclusion de froid intense et humide.

c) Deux horizons blanchis (9 et 12) sont observables. Ils résultent clairement d'une réduction chimique du loess dans des conditions très humides. En égard à la grande perméabilité du loess cette stagnation est anormale : elle ne peut uniquement s'être produite que si le sous-sol était rendu imperméable par un gel profond. La partie supérieure qui dégèle pendant l'été, devient un mollisol (!) très humide qui se traduit par un blanchissement. De minces filaments de racines prouvent qu'une maigre végétation accompagnait le phénomène. Il ne s'agit pourtant nullement d'un sol interstadial, puisque le sous-sol restait gelé (permafrost) à partir d'une profondeur de 20 cm.

d) Enfin, l'horizon supérieur, blanc-grisâtre (9) montre un réseau polygonal parfait. Il est constitué de pointes de mollisol qui descendent dans le sous-sol gelé. Il ne semble pas que des courants de convection soient intervenus dans leur formation. Il s'agit manifestement d'un réseau réticulé, développé à partir de fentes de retrait dues au gel intense. Ces formes sont connues comme polygones de toundra (voir M. A. CAILLEUX 1948). Elles prouvent encore une fois le climat froid et humide qui régnait pendant cette période.

Un problème particulier est posé par l'horizon 6. Sa couleur grisâtre fait tout d'abord penser à une couche humifère qui ferait partie du paléosol 7. Mais le dosage de l'humus n'a pourtant pas décelé une quantité notable de cette matière. Ce limon est d'ailleurs très calcarifère et séparé de l'horizon décalcifié sous-jacent par une traînée caillouteuse. En plus il est parfaitement parallèle à la topographie actuelle et n'a pas été dérangé par les ravinements qui existent au niveau du paléosol 7.

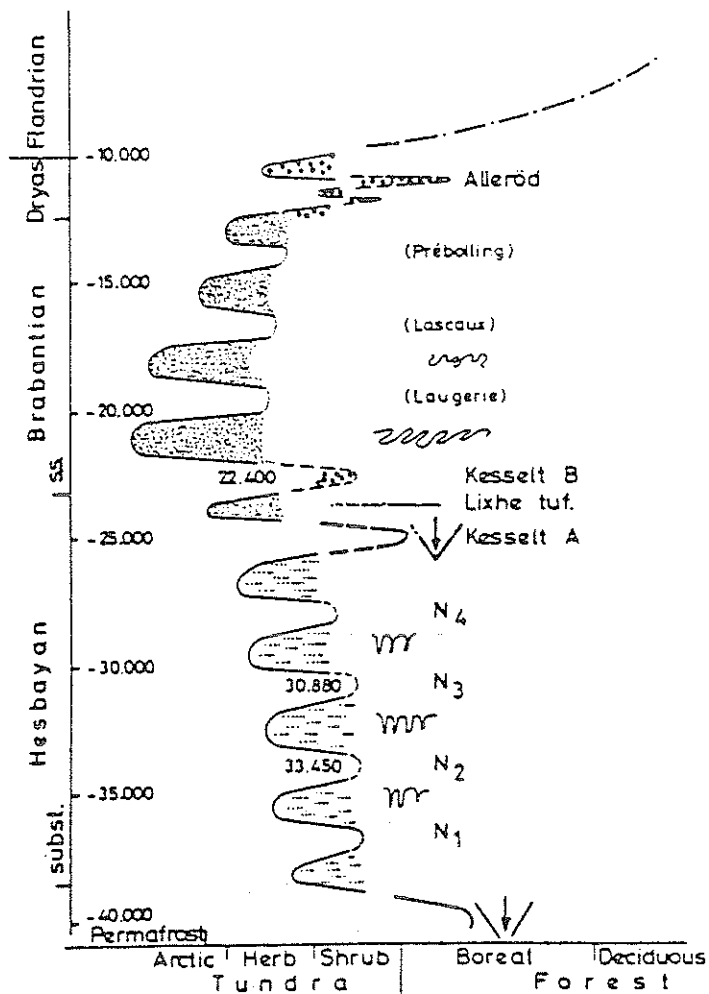
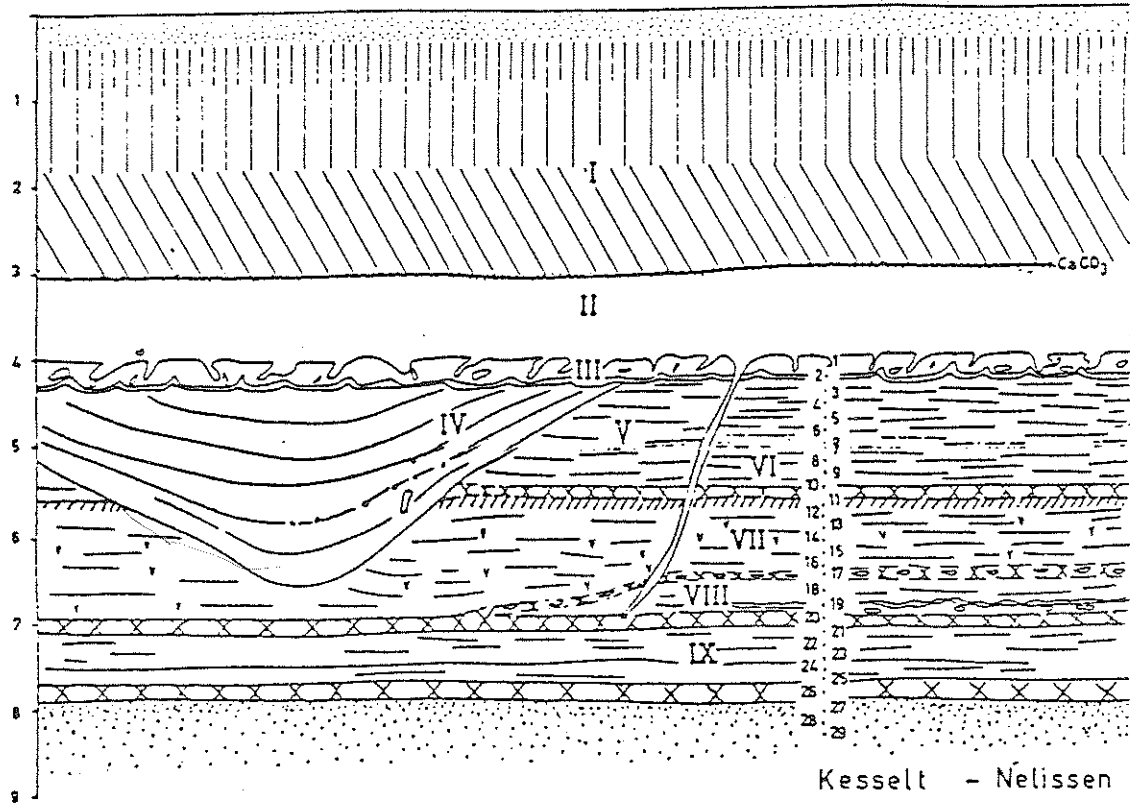
M. R. DUPAL, qui étudie la pédogénèse des sols loessiques (1953), admet pour ces raisons que cet horizon appartient à la formation des sols supérieurs actuels. Le fait que la teinte de cet horizon est plus prononcée vers le bas et disparaît presque insensiblement vers le haut, plaide, en effet, pour un précipité au contact de l'ancienne surface d'altération.

Notre interprétation est finalement la suivante : après le paléosol une recrudescence du froid renouvelle l'apport du loess. En même temps, une légère solifluction plissote le paléosol et le peu de loess déjà déposé. Un coin de glace est également rempli de loess calcarifère. Plus tard, durant le cycle pédogénique actuel, une illuviation souligne le contact du loess calcaireux avec le paléosol décalcifié, en suivant les contournements produits par la solifluction et le remplissage des coins de glace.

Résumons les renseignements que nous donne cette coupe, de bas en haut :

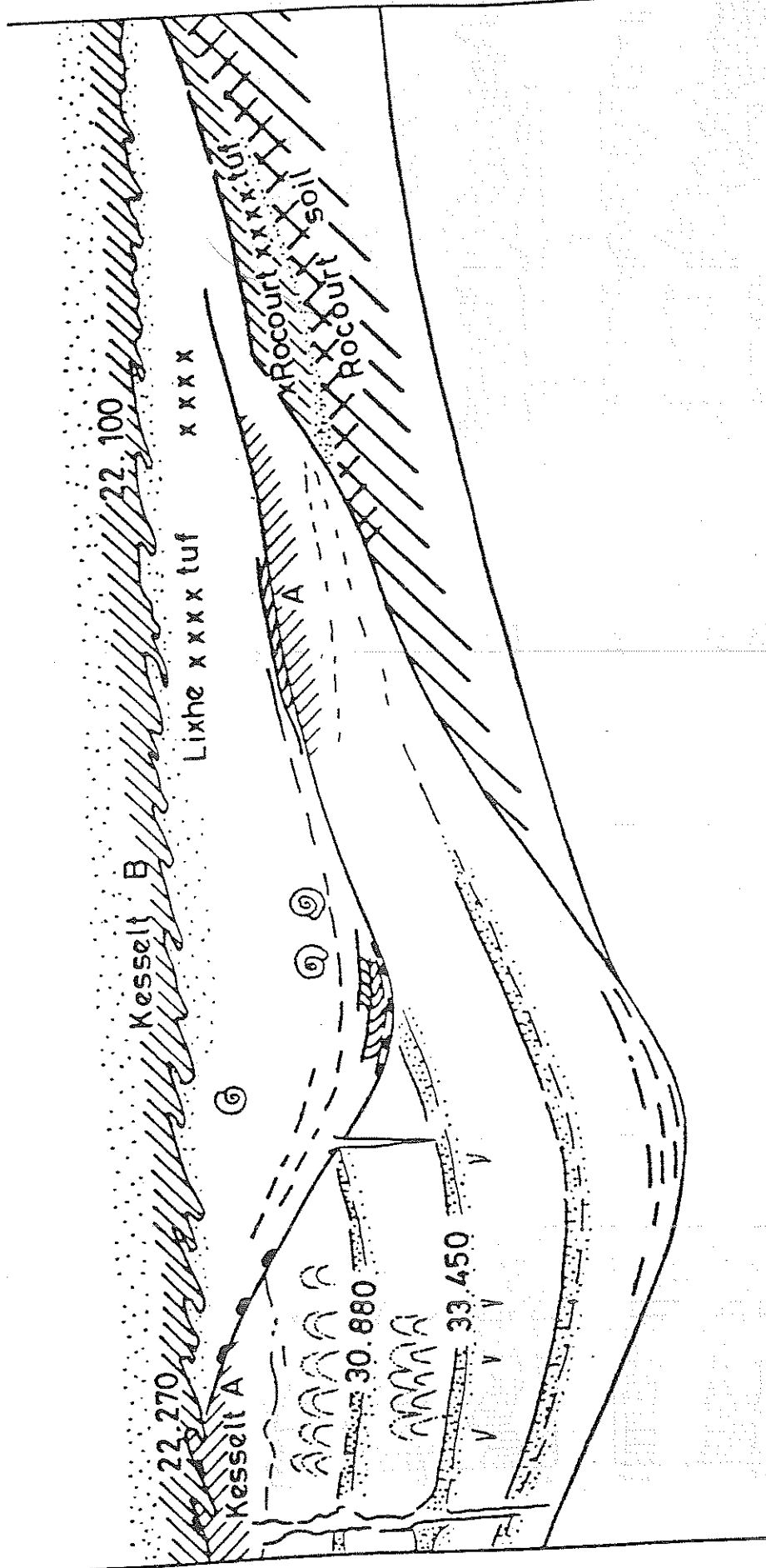
- dépôt de loess nivéo-éolien, avec fentes de glace, sols réticulaires et blanchis : climat de froid intense et humide ;
- période d'arrêt dans le dépôt du loess accompagné d'une altération et de ravinement : climat tempéré-froid et humide ;
- nouvelle période froide, au début un peu humide, mais devenant très rapidement sèche avec dépôt de loess homogène éolien ;
- altération postglaciaire produisant entre autres une illuviation qui souligne le sommet du paléosol.

3. KESSELT (F.GULLENTOPS)

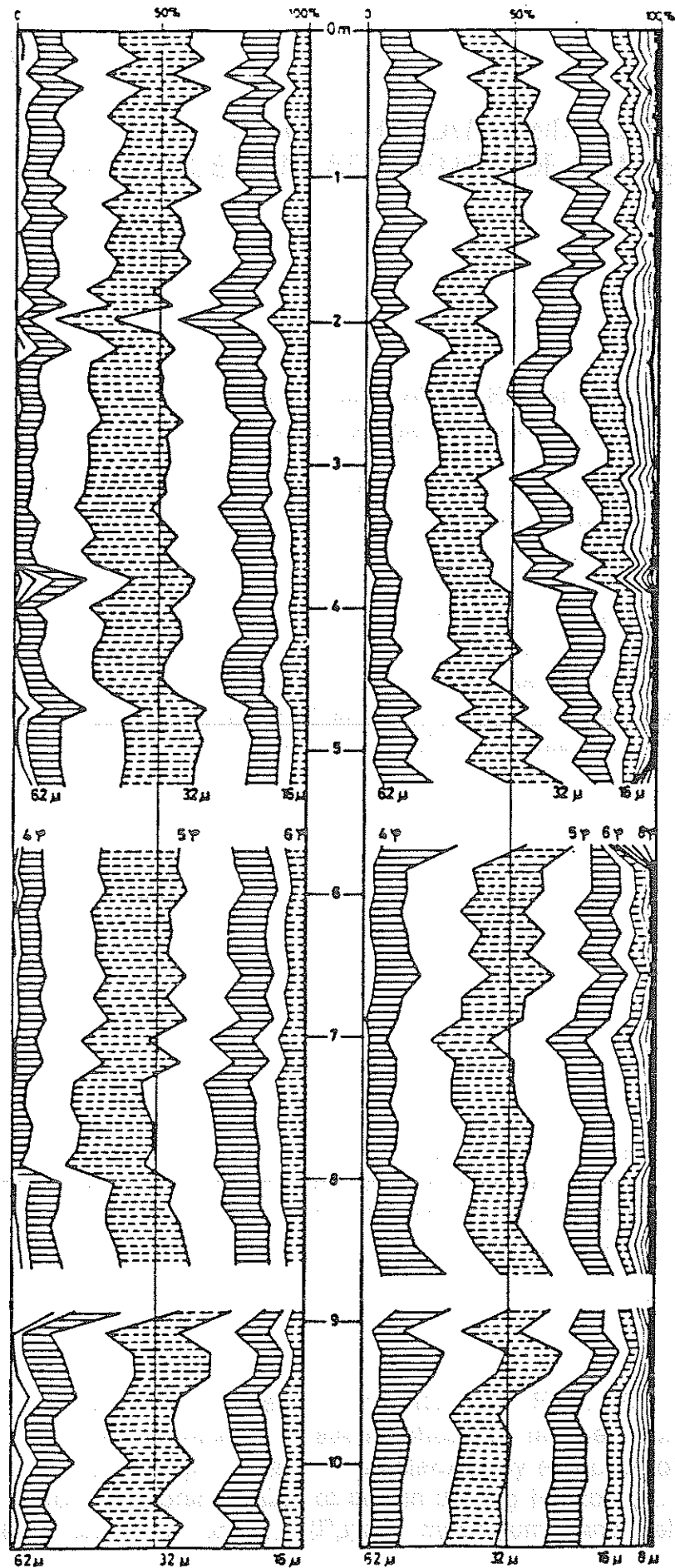


3. KESSELT

(F. GULLENTOPS)



3. KESSELT (F. GULLENTOPS)



EXCURSION SITE 3

MICROMORPHOLOGICAL ANALYSIS OF THE LATE MIDDLE AND UPPER PLENIGLACIAL (WEICHSELIAN) SEQUENCE OF KESSELT (BELGIUM)

A.S. Huijzer

Introduction

This paper discusses the stratigraphic framework of the Kesselt pit; furthermore, attention is given to the relation between periglacial macro- and microstructures.

The Kesselt pit is situated on the west bank of the river Meuse about five kilometres southwest of Belvédère-Maastricht just across the Belgium border. The present-day geomorphological position is an interfluve (elevation: 95 m) between the valleys of the Jeker (south) and the Hezer (north), both draining into the Meuse. Local relief between upland and valley exceeds 20 m. The Weichselian loess mantle covers Middle Pleistocene river terraces of the Meuse, which were laid down on a Tertiary and Cretaceous substratum. The exposed sequence represents a large-scale channel-fill (Haesaerts et al., 1981; Mees & Meijs, 1984), which cuts through the paleosurface of the Rocourt Soil (Eemian interglacial; see Fig. 3.2).

Lithostratigraphy

The periglacial sequence at Kesselt is subdivided into an Upper (Brabantian) and Middle (Hesbayan) Silt Loam (Fig. 3.1). Gullentops (1954) stated that the Kesselt soil separates the Upper from the Middle Silt Loam.

Micromorphologically, the Middle Silt Loam (I) shows a faint lamination with good internal sorting and coarse pedorelicts (Bt-fragments of paleosol, fragments of clay coatings, sharply bounded ferric nodules, lithorelicts, and biorelicts), indicating a redeposited loess. The Middle Silt Loam is, in accordance with Mùcher et al. (1981), interpreted as a loess derived afterflow deposit. The upper part of the Middle Silt Loam (Middle Silt Loam II) is prominently laminated with fine sandy laminae and enclosed pedorelicts and is regarded as a channel-fill deposit. The Upper Silt Loam shows in contradistinction to the Middle Silt Loam an undifferentiated microstructure without any sedimentary stratification; it is interpreted as a primary loess deposit.

Pedostratigraphy

Within the Middle Silt Loam five tundra gley soils (Gleysol, FAO, 1974) are preserved. Each tundra gley soil represents a stable phase in the sedimentary sequence. Pedogenesis of the tundra gley soils is characterized by reduction of the surface horizon (deferrification) and precipitation of iron in the Cg horizon (cf. Van Vliet-Lanoë, 1976, 1988), biological activity (*Pupilla muscorum*, and related

biocrystalline nodules, pedotubules, etc), cryogenic processes, and (partial) decalcification. Only the tundra gley soils T-0 and T-1 are partly decalcified, which implies that most stable landscape conditions prevailed during the lower part of the sequence.

The Kesselt Soil (Middle Silt Loam II) is characterized by braunification (colour: 10YR 6/8) and decalcification (very irregular lower carbonate boundary). Furthermore, micromorphological analysis revealed a clear banded fabric (as defined by Dumanski & Arnaud, 1966), weak hydromorphic features, and weak biological activity as pedotubules. Clay coatings 'in situ' were not observed; the Middle Silt Loam (II) shows only redeposited clay coatings (papules) clearly related to lamination (channel-fill deposit). The Kesselt soil is classified as a Cambisol (= brown arctic soil) (FAO, 1974).

The Nagelbeek horizon represents initial soil formation in the Upper Silt Loam (calcareous loess deposit); hydromorphic features imply that gleyzation was the dominant soil forming process (tundra gley soil). The (gravel) lag concentrate between the Kesselt Soil and the Nagelbeek Horizon represents the most prominent hiatus in the Kesselt sequence.

Finally, the topsoil (Luvisol; FAO, 1974) formed during the Late Glacial and/or Holocene period. Decalcification, clay illuviation, biological activity, and weak hydromorphic phenomena are the most important soil characteristics.

Chronostratigraphy

The grey horizons of the tundra gley soils T-0, T-1 and T-2 contain landgastropods (*Pupilla muscorum*). The landsnails belong to the *Pupilla* fauna, which is generally associated with a cold, periglacial steppe environment (cf. Rousseau & Keen, 1988). Accelerator mass spectrometer dating (AMS) of the *Pupilla muscorum* provided the following results: tundra gley soil T-0 = $36800 \pm 2180/1720$ BP (Ua-1817) and tundra gley soil T-2 = $35440 \pm 1770/1450$ BP (Ua-1818).

The Nagelbeek horizon at the base of the Upper Silt Loam is carbon-dated at 22270 ± 380 BP (Gullentops, 1981). However, thermoluminescence dates of the Nagelbeek horizon in pits nearby (Rocourt and Lixhe) suggest a younger origin of the sediment (13.5 ± 1.1 ka, Wintle, 1987; 15.2 ± 0.9 ka, Juvigné & Wintle, 1988). Loess deposition terminated at the end of the Upper Pleniglacial (TL-dates: 17.2 ± 3.5 ka, 17.5 ± 3.4 ka, Debenham, 1991; 13.5 ± 1.1 ka, Wintle, 1987).

Periglacial macro-structures

Frost cracks (length up to 1-1.5 m) are commonly developed in a polygonal pattern with mutual distances of 0.3-0.4 m. These frost crack patterns indicate deep seasonal frost, while frost cracks exceeding 1-1.5 m are interpreted as syngenetic in origin (for example between the tundra gley soils T-0 and T-1; see Fig. 3.1).

More severe paleoclimatic conditions are registered by ice-wedge casts, suggesting a perennially frozen ground. In accordance with Romanovsky (1985), ice-wedges in silt loam indicate a mean annual ground temperature of max. ca. -2.5 °C (mean annual air temp. ca. -5 °C). The Middle Silt Loam I comprises two ice-wedge cast levels: the first between the tundra gley soils T-1 and T-2, and the second one between the tundra gley soils T-2 and T-3 (Fig. 3.1). Also preserved

and related to these ice-wedge cast levels are fossil active layers with a thickness of ca. 0.6 m.

A minor cryoturbation level is associated with tundra gley soil T-3 (amplitude 0.3-0.4 m). Apparently, cryoturbation took place after soil formation, since the contact between the grey horizon and the Cg horizon is abrupt. Furthermore, micromorphological analysis showed that updoming lenses of the Cg horizon comprise an inclined lenticular platy microstructure; these fabrics testify to the cryogenic origin of the involution. Subsequently, frost cracks penetrated the cryoturbated tundra gley soil T-3.

A second, large-scale cryoturbation level affects the Kesselt Soil and the Nagelbeek horizon. The cryoturbation process is strongly determined by the paleosurface (slope), as the involutions show a regular lobe pattern towards the valley of the Hezer (Fig. 3.1). Cryogenic microfabrics are limited to banded fabrics, which are related to the Kesselt soil, and granular microstructures associated with the Nagelbeek horizon. Consequently, the observed cryogenic microstructures are not indicative of the cryoturbation process itself.

Relation between periglacial micro- and macro structures

The reconstruction of the paleoclimate in clastic sequences is generally based on periglacial macrostructures. However, periglacial processes are also registered in the microstructure. Observed cryogenic microfabrics are lenticular platy microstructures and (moderately to strongly developed) banded fabrics; both are primarily related to ice segregation processes. Additionally, banded fabrics may show a weak capping of fine matrix material on top of the lenticular platy aggregates due to vertical translocation.

Banded fabrics and lenticular platy microstructures are observed in:

- pedogenetic horizons of tundra gley soils (Cg) and the Kesselt Soil. Generally, the bleached horizons of the tundra gley soils show a massive structure, which changes with depth to a lenticular platy or weakly banded fabric. In contradistinction with the tundra gley soils, the Bw horizon of the Kesselt soil shows a prominent banded fabric. The banded fabrics indicate freeze-thaw cycles.
- fossil active layers, suggesting freeze-thaw action (banded fabrics).
- a stable surface, which result from intermittent sedimentation (only micromorphologically determinable). This surface is observed between the tundra gley soils T-0 and T-1. Micromorphological analysis revealed biological activity (biocrystalline infillings) and biocrystalline nodules, which represent a very initial, stable conditions. Furthermore, the microundulations of the laminae were formed by ice segregation processes (cf. Coutard & Mûcher, 1985).

It may be concluded that (moderately developed) lenticular platy microstructures and banded fabrics predominantly start to develop under stable landscape conditions. However, weakly developed lenticular platy microstructures (in low frequencies) above the tundra gley soil T-0 are interpreted as formed by ice segregation syngenetic with deposition (cf. frost cracks). Micromorphological analysis did not lead to the definition of a specific cryogenic microfabric indicative of permafrost or seasonally frozen soil. It is suggested that the development of lenticular platy microstructures and banded fabrics is primarily determined by stable landscape conditions. Furthermore, the formation of cryogenic microfabrics

depends on temperature regime, soil moisture content, and texture.

Correlation of Kesselt (Belgium) and Belvédère-Maastricht

The litho- and pedostratigraphic correlation is given in figure 3.3. Although presently not exposed at Kesselt, the Rocourt Soil can be found next to the Middle Silt Loam. An erosional phase, prior to the development of the Kesselt Soil, and subsequent deposition resulted in channel-fill deposits both at Kesselt (Middle Silt Loam II) and Belvédère (unit 6.5.1, Fig. 3.3). The Nagelbeek horizon and the Upper Silt Loam are exposed in both pits.

Conclusions

The late Middle and Upper Pleniglacial (ca. 37 ka to 13-17 ka) sequence at Kesselt comprises redeposited loess (Middle Silt Loam I and II) and primary loess deposits (Upper Silt Loam).

Periglacial macro- and microstructures are restricted to stable surfaces as paleosols, former active layers related to ice-wedge casts, and stable surfaces due to intermittent periods of non-deposition. However, frost cracks and weakly developed lenticular platy microstructures (in low frequencies) can be syngenetically formed. Ice-wedge cast levels indicate that permafrost conditions prevailed during (at least) the late Middle Pleniglacial.

The ¹⁴C-dates from the tundra gley soils T-0 and T-2 suggest that the tundra gley soils were formed within several hundreds of years. The Kesselt Soil developed between ca. 35 ka and 22-15 ka, and is characterized by braunification, decalcification, and a cryogenic microfabric i.e. banded fabric.

References

- Coutard, J.P. & H.J. Mûcher 1985 Deformation of laminated silt loam due to repeated freezing and thawing cycles - *Earth Surface Processes and Landforms* 10: 309-319.
- Debenham, 1991 Thermoluminescence dating of the sediments from the palaeolithic site of Maastricht-Belvédère - *Mededelingen van de Rijks Geologische Dienst*.
- Dumanski, J. & R.J.St. Arnaud 1966 A micropedological study of eluvial soil horizons - *Canadian Journal of Soil Science* 46: 287-292.
- FAO 1974 FAO-UNESCO Soil Map of the World. Vol. 1. Legend. UNESCO, Paris, 59 pp.
- Gullentops, F. 1954 Contributions à la chronologie du Pleistocène et des formes du relief en Belgique - *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain* 18: 125-252.
- Gullentops, F. 1981 About the climate of the last glaciation in NW Europe - Reprint of Conference of 2nd June 1981 in Symposium on Quaternary Climatic Variations. U.C.L.
- Haesaerts, P., E. Juvigné, O.S. Kuyl, H.J. Mûcher and W. Roebroeks 1981 Compte rendu de l'excursion du juin 13, 1981, en Hesbaye et au Limbourg néerlandais, consacrée à la chronostratigraphie des loess du Pleistocène supérieur - *Ann. Soc. Géol. de Belgique* 104: 223-240.

- Juvigné, E.H. & A.G. Wintle 1988 A new chronostratigraphy of the Late Weichselian loess units in Middle Europe based on thermoluminescence dating - *Eiszeitalter und Gegenwart* 38: 94-105.
- Mees, R.P.R. & E.P.M. Meijs 1984 Note on the presence of pre-Weichselian loess deposits along the Albert Canal near Kesselt and Vroenhoven (Belgian Limbourg) - *Geologie en Mijnbouw* 63: 7-11.
- Mücher, H.J., J. de Ploey & J. Savat 1981 Response of loess materials to simulated translocation by water: micromorphological observations - *Earth Surface processes and Landforms* 6: 331-336.
- Romanovsky, N.N. 1985 Distribution of recently active ice and soil wedges in the USSR. In: M. Church & O. Slaymaker (eds) *Field and theory: Lectures in geocryology* - Univ. of British Columbia: 154-165.
- Rousseau, D.D. & D.H. Keen 1988 Malacological records from the Upper Pleistocene at Portelet (Jersey, Channel Islands): comparison with western and central Europe - *Boreas* 18: 61-66.
- Van Vliet-Lanoë, B. 1976 Traces de ségrégation de glace en lentilles associées aux sols et phénomènes périglaciaires fossiles - *Biul. Periglacialny* 26: 41-55.
- Van Vliet-Lanoë, B. 1988 Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. *Processus et héritages* - Edittec, Caen 854 pp.
- Wintle, A.G. 1987 Thermoluminescence dating of the loess at Rocourt, Belgium - *Geologie en Mijnbouw* 66: 35-42.

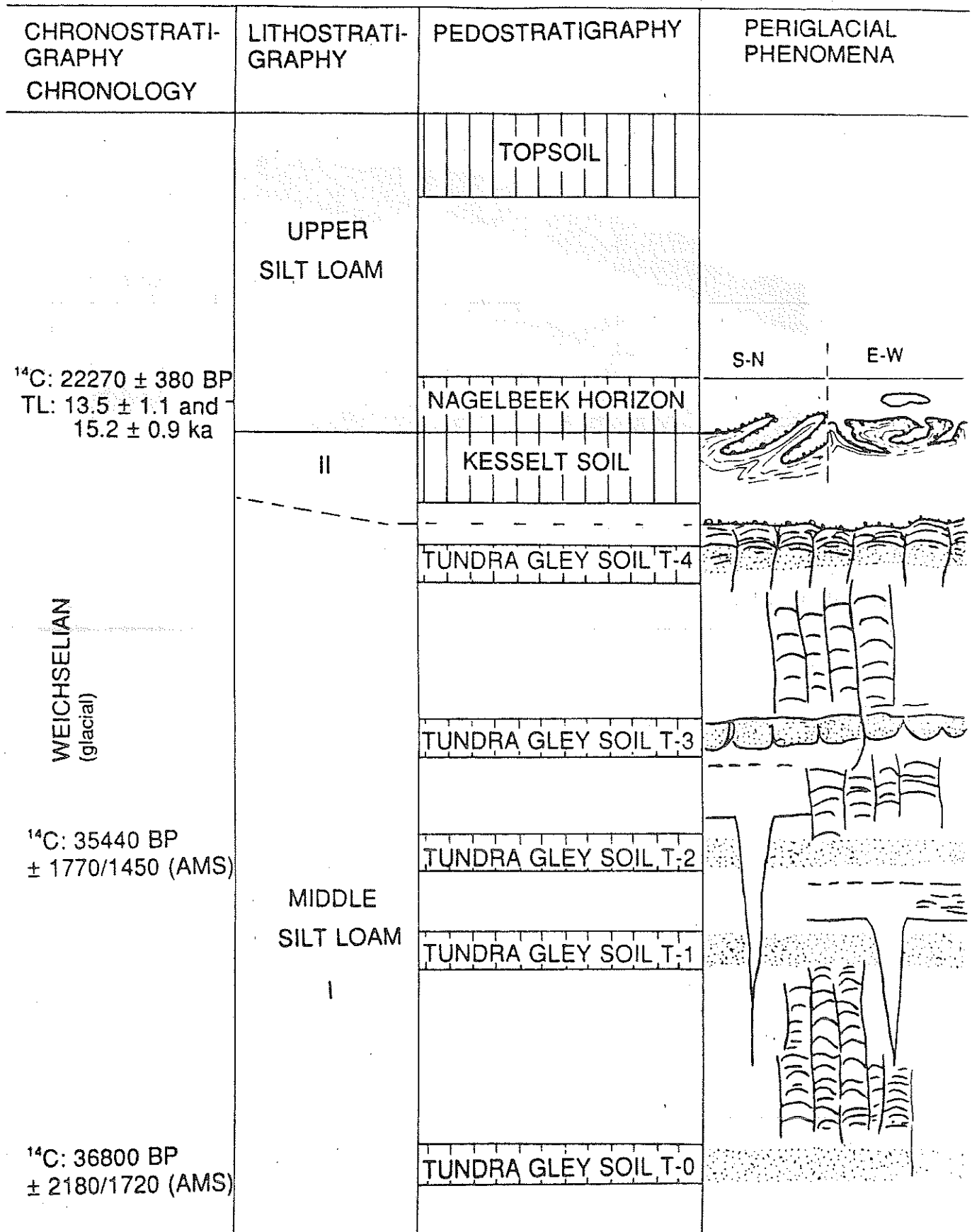


Fig. 3.1 Stratigraphic sequence and periglacial phenomena of the Upper and Middle Silt Loam in the Kesselt pit (Belgium).

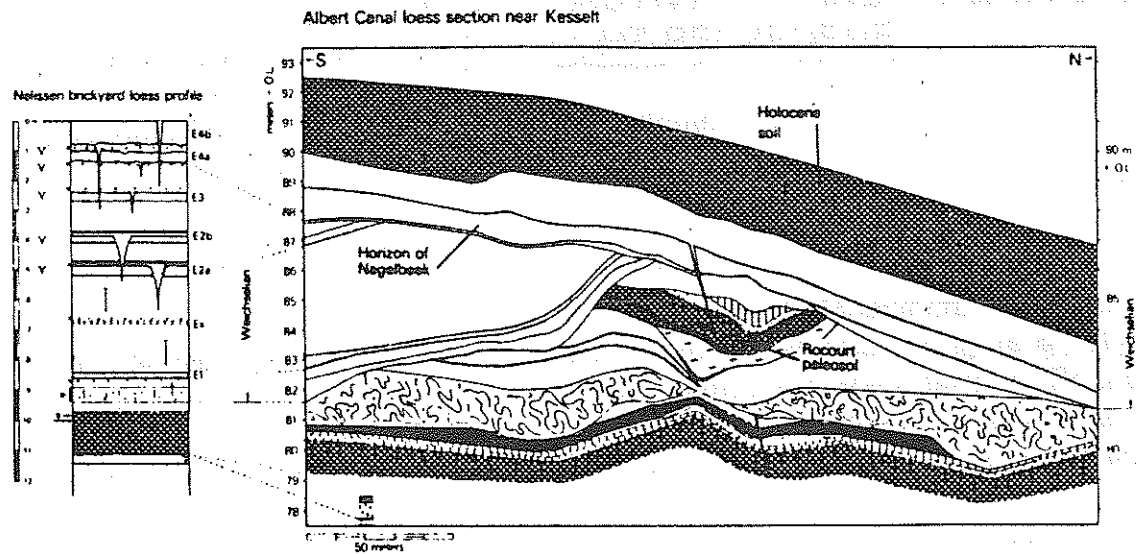


Fig. 3.2 Litho- and pedostratigraphic review of the Kesselt sequence (Nelissen brickyard) in relation to the paleosurface of the Rocourt Soil (modified after Mees & Meijs, 1984).

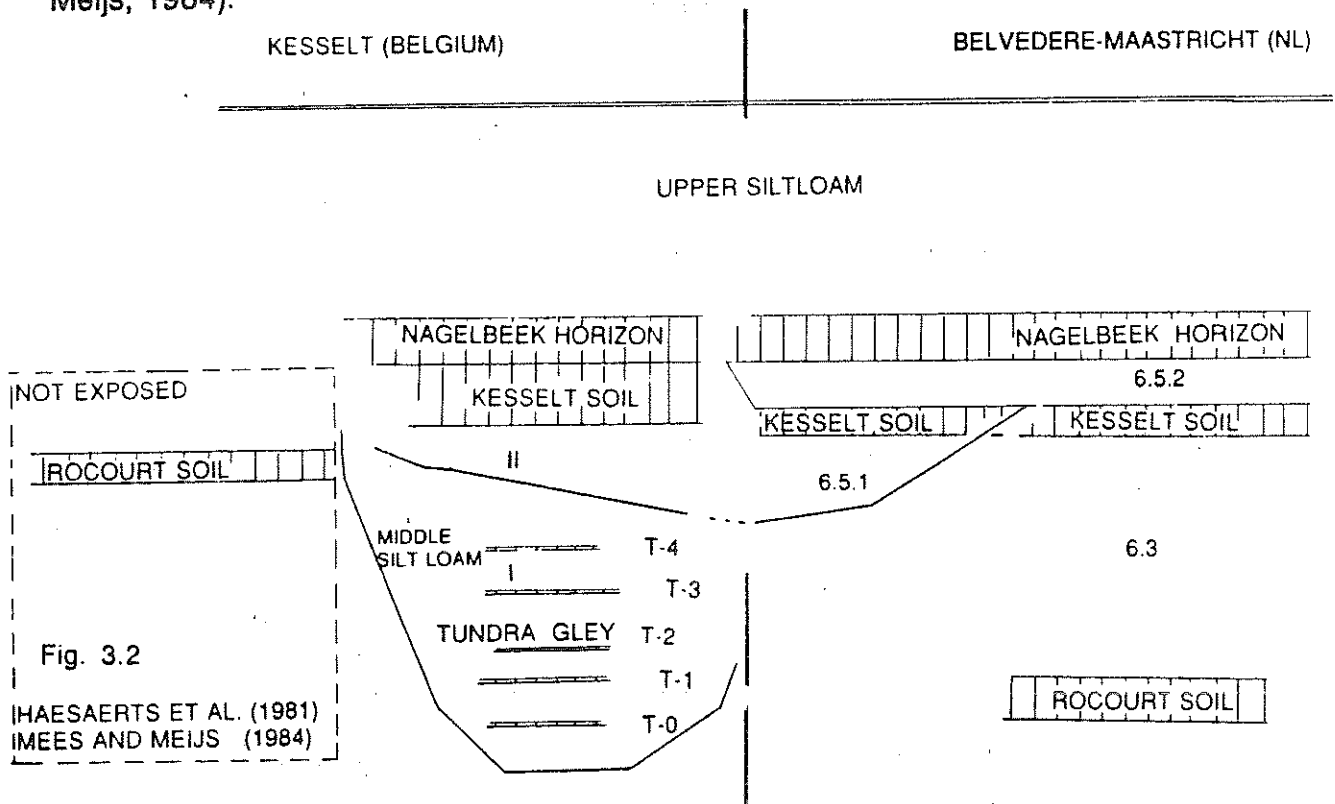


Fig. 3.3 Litho- and pedostratigraphic correlation of Kesselt (cf. Fig. 3.1) and Belvédère-Maastricht (cf. Fig. 4.3.1).

EXCURSION SITE 4

4.1. GEOMORPHOLOGICAL ACTIVITY AND PERIGLACIAL PROCESSES AT MAASTRICHT-BELVEDERE

J. Vandenberghe, H. Mommersteeg & D. Edelman

Introduction

The Belvédère-pit is situated north of the city of Maastricht in the southern part of the Netherlands on the left bank of the river Maas (Figure 4.1.1). The subsoil consists of gravel deposits which represent the Caberg terrace (Zonneveld, 1949; Paulissen, 1973; Van den Berg, 1989) of Early Saalian age (Van Kolfschoten, 1985). The gravels are overlain by c. 10m of finer sediments of Saalian and Weichselian age.

The complex terrace development and the younger aeolian sequence have been studied at several occasions during the last decade and preliminary results have been published by Vandenberghe et al. (1985 and 1987). In the period between 1985 and 1989 new investigations resulted in a more detailed reconstruction of the sediment genesis and geomorphological processes which will be discussed below.

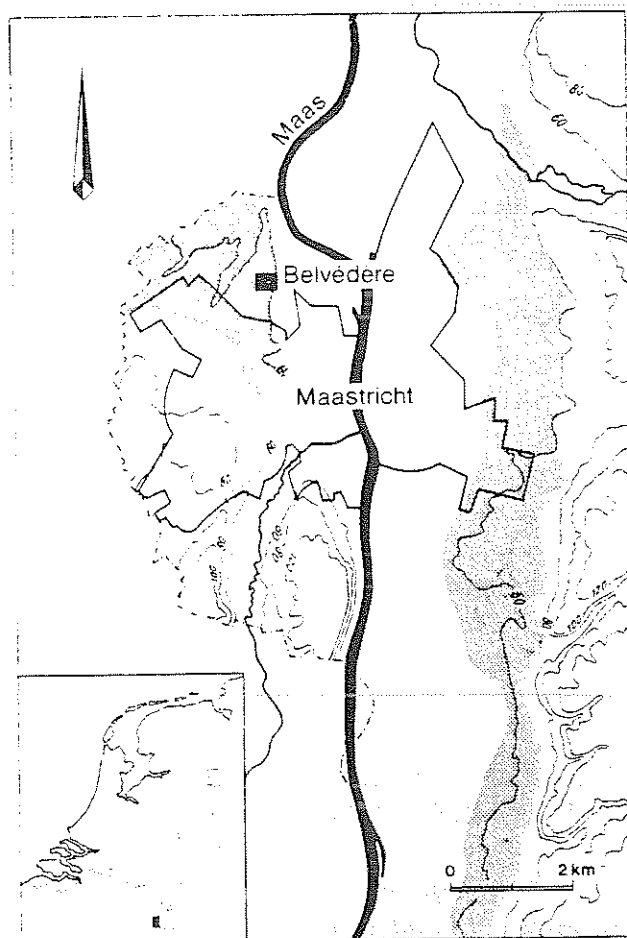


Figure 4.1.1 Location map of the Belvédère pit and occurrence of the Caberg terrace (from Vandenberghe et al., 1985).

Description and general interpretation of the lithological units
(Figure 4.1.2)

The basal **Unit (1)** is a limestone of Paleocene age (Kuyl, 1971). Due to solution small sink holes and slots have developed frequently (Vandenberghe, 1985). A wedge of sandy clay of Oligocene age (**Unit 2**) occurs locally on top of the limestone.

Unit 3 is a heterogeneous deposit of mainly gravel, sand and some clay. The principal sedimentary structure in Unit 3 is planar and trough cross-bedding. Within the shallow channels, as well as in the planar beds, short fining-up sequences are found. The unit can be subdivided in two subunits. Subunit 3.1 is the main facies corresponding to the gravel deposits. The mean diameter of the pebbles is about 3-5 cm. Blocks up to 2 m diameter are also found. These blocks occur mainly in the lower part of Unit 3. Generally the coarser gravel beds are matrix-supported. This reflects high-energetic conditions which end abruptly. Open-work beds, consisting of smaller and better-sorted gravels, are less frequent. In the latter beds the sand and very fine gravel fractions are removed by afterflow. The gravel deposits are composed of 68% sandstone/quartzite, 15% quartz, 6% flint, 3-5% Revinian quartzite and some granite (0.3%) (Bosch, 1975). In the upper part of the gravel body coarse sands dominate while locally clayey layers form the top of trough infillings (Subunit 3.2). Subunit 3.2 is interbedded in Subunit 3.1 and should be regarded as a lateral or vertical facies of this subunit. The gravel body of Unit 3 represents the oldest Pleistocene sediments at this location. The sedimentary texture and structures point to a braided river (Vandenberghe et al., 1985). The energy of the river decreased with time which is shown by the diminishing grain size towards the top. The large cryoturbatic involutions at the top of the unit point to permafrost conditions (Vandenberghe, 1988b). Occasionally, cryoturbatic structures of about 55 cm high occur in the middle part of the gravel body (observations by J.-P. de Warrimont). The base of the unit is formed by an erosive contact with the Units 1 or 2.

The main characteristic of Unit 4 is its sandy appearance. Seven subunits are distinguished. Some of them may further be subdivided in different facies. **Subunits 4.1, 4.2 and 4.7** have in common a horizontal plane-parallel layering. Subunit 4.1 is a finely laminated, silty sand (10 YR 5/8 to 5/6). Sandy silt laminae alternate with fine sand laminae. Occasionally, a gravel string occurs. Several thin sequences of fining upward tendency are found. At the top of this subunit a few frost-cracks have been observed.

Subunit 4.2 consists of planar gravel beds alternating with badly sorted, sandy silt deposits. The loamy beds (10 YR 5/8-6/3) are up to 40 cm thick; the coarse facies appears as thin, discontinuous gravel layers or as gravel beds reaching a thickness of up to 30 cm. Boulders with diameters up to 15 cm are found. In the gravel facies some small cut-and-fill structures are present while in the loamy facies some faint lamination occurs. In Figure 2.1.2 it is obvious that subunits 4.2 and 4.1 are interfingering (at ca. 230 m). Thus Subunit 4.1 is to be considered as the lateral facies of Subunit 4.2.

In Subunit 4.7 three facies may be distinguished. The first one is a medium coarse sand with many coloured grains. The second facies is a gravel bed of about 40 cm in thickness. The mean pebble-diameter is about 3-5 cm.

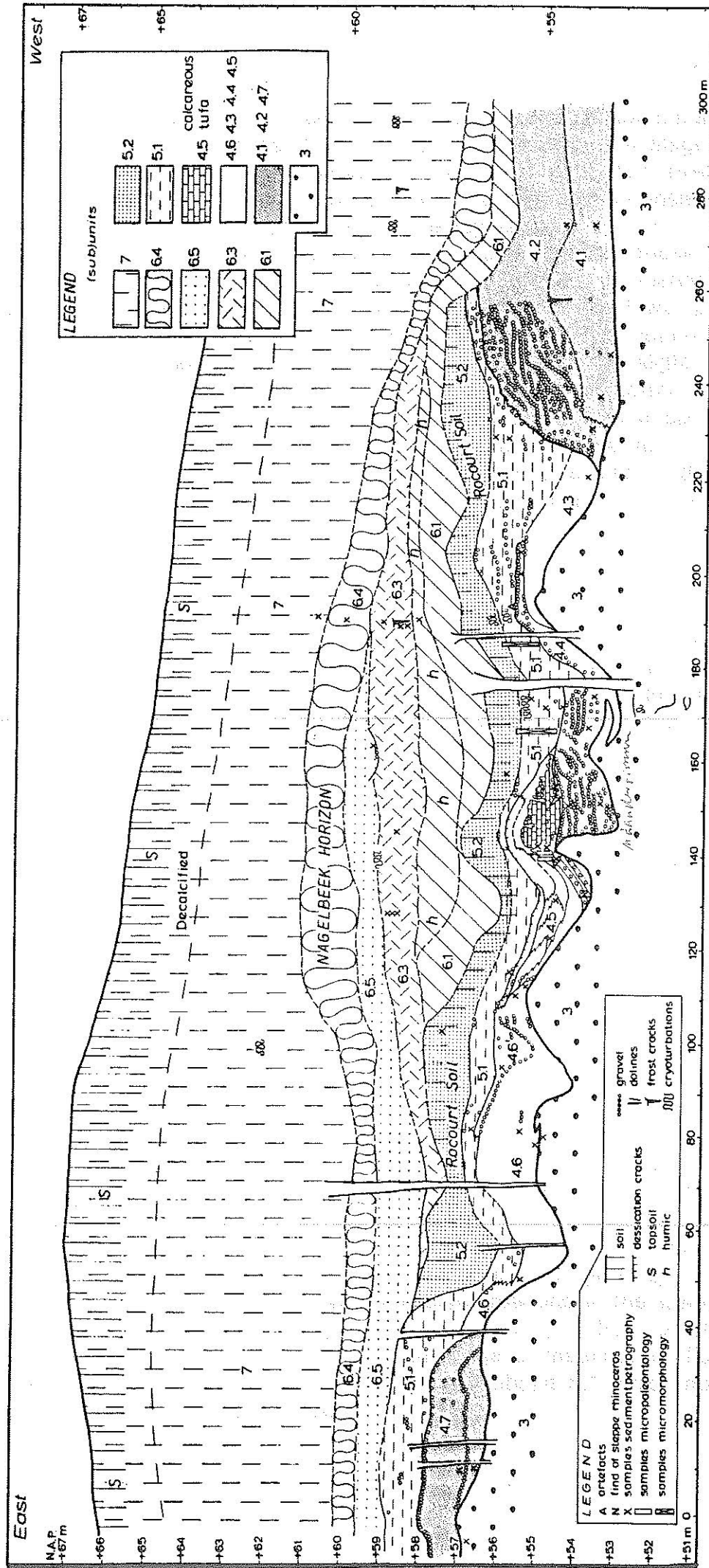


Figure 4.1.2 Belvédère-section '87 showing Units 3 to 7

The gravel bed is matrix-supported by coarse to medium sand. A few cut-and-fill structures are found within this facies. They represent the waning flow stage after flooding of the river plain and may erode the formerly deposited overbank sediments. The gravel strings mark a renewed flood. The third facies consists of a laminated loamy sand with, locally, some small gravel layers.

The sediments of Subunits 4.1, 4.2 and 4.7 are much finer than those of the underlying Unit 3 but the sedimentary structures are similar. It means that sedimentation by a braided river continued. The finer texture of the lower part of Unit 4 is due to a further decrease in energy. Firstly, Subunit 4.7, a coarse sand with gravel layers, was deposited in the east. More to the west, the slightly finer Subunit 4.2 occurs. It closely resembles Subunit 4.7, though their heavy mineral associations are significantly different (Krook, 1991). Subunit 4.1 is a still more western lateral transition of Subunit 4.2 and is also finer than 4.2. The latter subunit as well as Subunit 4.1 represent distal facies of the braided river system at different distances from the main river axis. They also form the terminal stage of that system.

Subunits 4.3, 4.4 and 4.6 show an erosive contact with the underlying Unit 3. They have clearly confined occurrences corresponding to gullies eroding the gravel Unit 3. Subunits 4.3 and 4.6 consist of laminated fine sands (10 YR 6/3-8). Each set of two or three laminae represents a fining-upward sequence. At the base of the subunits the sands are somewhat coarser and form the lateral transition to Subunit 4.4 (see below). To the top the deposits show a more clayey character and small-scaled channels locally occur (4.6'). Some small stream-ripples and loading structures are found as well as a few frost cracks.

Subunit 4.4 is characterized by the occurrence of varying amounts of gravel in otherwise sandy deposits (5Y 6/4 to 10YR 6/3). The dominant sedimentary structures are horizontal plane bedding and planar cross-bedding. Three facies are distinguished. The coarse facies contains gravel strings which are rooting in the underlying Unit 3. Further from these connecting points the gravel strings wedge out. Cut-and-fill structures are present in this facies. The occurrence of the second facies, a locally calcareous sand, is small. Laterally, the facies changes to the third facies which consists of sandy loam with some small gravels. Locally, this facies is more clayey probably due to soil formation (Huijzer & Mùcher, 1991). Subunit 4.4 occurs at the bottom of the large gully structures and shows lateral transitions to Units 4.3-4.6.

The confined occurrence of Subunits 4.3-4.4-4.6 in gullies, the asymmetric channel cross-sections with development of slip-off-slopes and undercut river banks and the presence of pointbars undoubtedly point to a meandering river. Locally, Subunits 4.7, 4.1, 4.2, as well as the top of Unit 3 are removed by erosion. The incised meanders reached a depth of up to 4m (Figure 4.1.2). Subunit 4.4 (pointbar and bedload sediments) represents the high energy stage of the river while Subunits 4.3 and 4.6 represent the infilling of the gullies in a more quiet stage with even standing water towards the end of the filling stage (clayey top of 4.3-4.6). The frost-cracks in Subunit 4.3 and the cryoturbations in the lowermost 4.4 deposits suggest that although the genetic system changed from braided to meandering the climate remained cold in the initial stage of meandering. Locally, the Subunits 4.3-4.6-4.4 show a lateral transition into Subunit 5.1 which may be interpreted as overbank deposit (see below).

Finally, fine sands and clays were deposited as well as carbonate rich sediments (**Subunit 4.5**). Fining-up sequences frequently occur. A locally calcareous, fine sand generally occurs at the base of the unit. Within this facies slightly erosive boundaries are present. A few small stream-ripples are found. Two layers of fresh-water calcareous sand or tufa are present (5Y 8/3 to 7.5Y 7/2). Due to solution, the top of the tufa's may be very irregular. In these deposits a rich molluscan fauna is present which was investigated by Meijer (1985). A mainly silty and clayey facies (5YR 5/2 to 10YR 5/6) is most common towards the top of the unit. Subunit 4.5 is further subdivided in four superposed layers: the lower two (4.5A and B) are especially characterized by the occurrence of calcareous tufa while the upper two (4.5C and D) mainly consist of clay (Figure 4.1.2).

The deposits of Subunit 4.5 are overlain by Subunit 5.1. At some places, the boundary between these two subunits is bioturbated while local nets of desiccation cracks start from the base of Unit 5.1 and penetrate into the top clay layer of the subunit. The crumbly structure of this clay bed, the bioturbation and the presence of a network of desiccation cracks indicate that the surface was temporarily dry. The described changes in lithology show that the energy within the river channel changed through time towards a lower energy stage.

According to Vandenberghe et al. (1985) two subunits are distinguished in **Unit 5**. Subunit 5.1 is a silty sand to sandy silt (10 YR 6/8-5/8) with discontinuous gravel layers. Horizontal bedding of the gravel layers is the main sedimentary structure. The lower part of Subunit 5.1 is contemporaneous with gully deposits from Unit 4 (Figure 4.1.2). A clear lateral transition could be observed in the mean grainsize from the coarser lag deposits in the gully (4.4) and the finer sandy gully infilling (4.3-4.6) towards the sandy silts, interrupted by thin gravel layers, outside the gullies (5.1). The latter deposits occur as extended horizontal sheets. The upper part of Unit 5.1 has the same characteristics as the lower part but it occurs as one continuous sheet covering all older deposits while the related channels are not visible in the exposures. The relatively large gravels and high sand content indicate deposition by hazardous flooding water. The fine material is deposited in slack water. The heavy mineral analysis points to a mixture of an allochthonous Maas component and a local component (Krook, 1991). All these characteristics allow an interpretation of Subunit 5.1 as overbank deposition during floods. Part of these flood deposits were transported by the Maas river over a long distance, part has been removed over short distance by slopewash and local affluents. Although the net result of the flooding was an accumulation of 0.5 to 1.5 m, periods of erosion did frequently occur. Subunit 5.1 has been modified several times by soil formation (Mücher, 1985; Huijzer and Mücher, 1991). In addition, the upper part shows some small cryoturbations (Figure 4.1.2 at ca. 190 m).

Subunit 5.2 is a sandy silt resembling Subunit 5.1 but, in contradistinction to 5.1, pebbles are absent and no sedimentary structures are found. The top of the subunit is eroded while the base is formed by a slow transition to Subunit 5.1. Subunit 5.2 is interpreted as a waterlaid deposit probably largely derived from an aeolian silt loam deposit and to a minor extent mixed with fluvial components (Mücher, 1985; see below). The luvisol formation at the top of Unit 5 represents the truncated Rocourt-soil of Eemian age (Gullentops, 1954; Haesaerts et al. 1981; Vandenberghe et al., 1985).

In **Unit 6** the lower part (6.1) consists of a sandy loam (10 YR 5/5-5/8). Subunit 6.2 is an infilling of silty sediment in local gullies found during the previous investigations (Vandenberghe et al., 1985). Traces of transported soil constituents are found in both Subunits 6.1 and 6.2 (Mücher, 1985). They give the top of these subunits a greyish to black colour (10 YR 5/4-5/6) which resembles the so-called "Warneton soil" (Paepe, 1967; Paepe & Sommé, 1970). This replaced soil material originated from the luvisol at the top of Unit 5 and possibly from a soil at the top of 6.1 (which, however, has not been found in situ). Subunit 6.3 consists of finely laminated siltloam deposits (10 YR 5/6) which are slightly calcareous. Besides small bioturbation phenomena, some erosive boundaries, accompanied by thin sand layers, are present. Subunit 6.5 consists of irregularly layered siltloam (10 YR 6/4) with some minor internal erosive boundaries. It represents the infilling of a deeply incised gully. Subunit 6.4 forms the top of Unit 6. The latter subunit is a calcareous, grey-yellow, silt with large cryoturbation structures. It represents the Nagelbeek horizon which is a widely distributed marker horizon in the Westeuropean loess belt (Haesaerts et al., 1981; Lautridou et al., 1984). It is limited at the top by an erosional surface. Subunits 6.1 and 6.2 may be considered as a mixture of eroded sediment from Unit 5 and new aeolian sediment reworked by surface runoff. Also the finely laminated silts of Subunits 6.3 and 6.4 originated by local surface reworking of newly deposited loess.

The top layer (**Unit 7**), a typical löss in situ, is also very widespread. It is a massive, yellowish-brown, calcareous silt loam with a thickness of ca. 6 m. In this unit a horizon with periglacial structures was found at 4 meters beneath the present surface. No other sedimentary structures were found. The original löss sediment is calcareous and contains carbonate nodules. At the top a luvisol is developed. Consequently, the upper part of the unit is decalcified.

Grain-size characteristics and further lithogenic interpretation

The main aims of the grain size analyses are the characterization of the different (sub)units and their genetical interpretation. Some preliminary results have been dealt with earlier (Vandenberghe et al., 1985). It had become clear that more differentiation within the fluvial facies was necessary. More particularly, the different modes of deposition, as identified by the different lithological subunits, are to be compared. Also the relative amounts of local reworking versus long-distance transport by water or wind can be distinguished.

The techniques for processing the raw granulometric data are the same as used before (Vandenberghe et al., 1985). For the general classification and environmental interpretation histograms and cumulative curves are sufficient. For finer discrimination between groups, however, moment values are computed for the fraction 2 μ m - 2 mm. Specific information can be obtained from the relative amount of loess versus fine sand (Q-ratio), resp. versus very fine silt (U-ratio) as has been shown before (Vandenberghe et al., 1985).

A first objective is to find out the effects of different kinds of reworking of loess in relation to the specific characteristics of original loess. A loess in situ

(Unit 7) is very well sorted and shows a relatively high skewness.

Local reworking by surface runoff (Subunits 6.1 to 6.4) results in a worse sorting and a lower skewness. These changes are due - apart from a slight addition of sand - to a relative enrichment of the very fine fraction which is derived from older B2t-horizons (the mean grain size is also somewhat lower than that of the original loess). Concentrated runoff (Subunit 6.5) - as opposed to surface runoff - shows much larger differences with original loess. Material of largely different grain size is entrained by concentrated runoff since the gullies are incised through all the described units. Consequently, there is a large scattering of sample values with general bad sorting. It also means that processes of gully infilling show a large variation (deposition of bed and suspension load, mass movement).

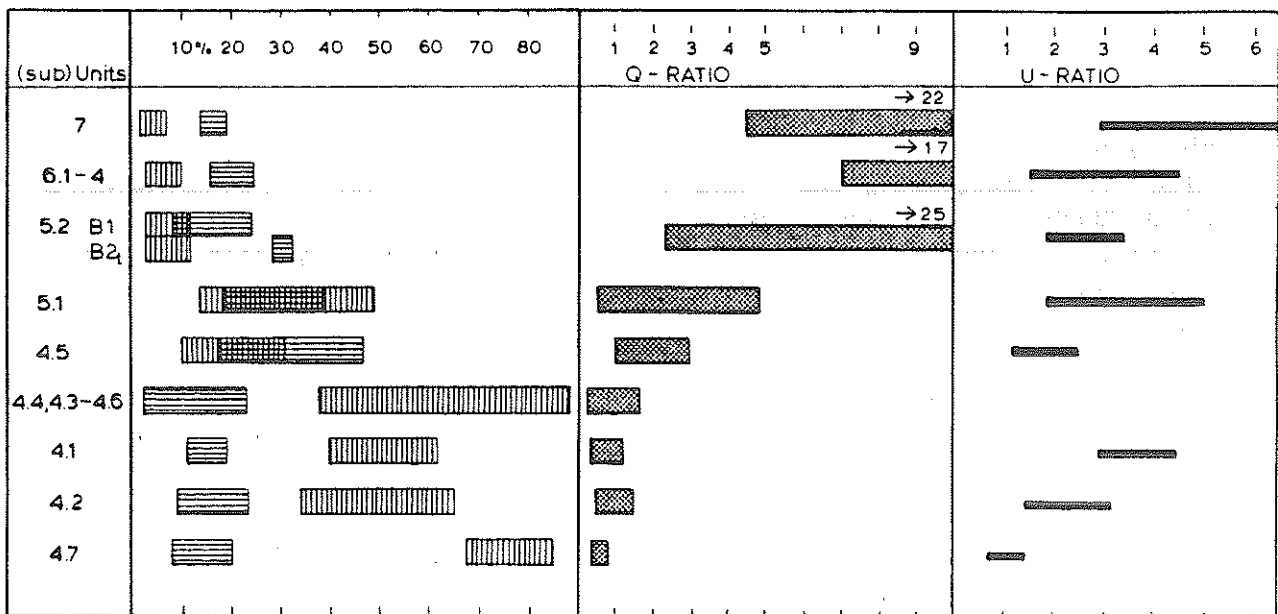
Secondly, the different fluvial facies are shown in Figures . The Subunits 4.3-4.4-4.6 (meander infilling) are very heterogeneous. In the moment diagrams they are clearly separated from Subunit 4.5 (terminal gully infilling in standing water). The latter subunit is also characterized by the high amount of clay and very fine silt (Table 4.1.1).

It may be derived that the standard deviation is not related to mean grain size in contradistinction to the skewness which obviously increases with the mean diameter (Subunits 3c-f, 4.7, 4.5).

An interesting comparison can be made between the different facies of the braided system . It is striking that each of them is a quite homogeneous group and well distinct from the other ones (from Subunits 4.7 and 4.2 only the silty facies are considered). 4.7 is certainly the coarser one of these subunits (less distal) with highly positive skewness. The mean grain diameter in Subunit 4.2 is definitely smaller but its large standard deviation and very low skewness show that, apart from the large fine fraction, the coarse fraction is still well abundant. The latter fact is most contrasting with Subunit 4.1 (most distal) which better sorting and clearly positive skewness mark the absence of the coarse fractions. In addition, it has to be remembered that gravel layers and cobbles are only present within Subunits 4.7 and 4.2. It follows that near to the river mainly coarse material was deposited and fines were transported further (4.7), at greater distances both fine and coarse material was deposited (4.2) but coarse sediment did not reach the outmost margins of the valley where especially fines (fine to very fine sands and silts) were deposited (4.1). The relatively high amounts of both sand and silt in these sediments as well as their layered (4.7 and 4.2) or finely laminated structure (4.1) point to alternating flooding of the riverplain (deposition of gravel(4.7), coarse sand (4.2) or fine sand (4.1)) and short standstill of the water before withdrawal (silt deposition). In this respect it is also striking that the relative amount of clay and very fine silt is decreasing with distance from the channel: increasing U-ratios from Subunits 4.7 to 4.1. The explanation may be found in the temporary presence of shallow lakes after flooding near to the channel, while in the outermost zone of flooding the water immediately drew back without the formation of river mires with standing water.

Finally, the loess (7) and derived loess (6) are compared with the clearly fluvially transported fine deposits (Subunits 4.7-2-1, 5.1-2) .

Subunits 5.1 and 5.2 are to be separated by their mean grain size (high sand content of 5.1). The gradual transition between both subunits in the moment diagrams corresponds to the absence of sharp boundaries in the field. However,



LEGEND : % CLAY

% SAND

Q = $\frac{\% 32-44 \mu m}{\% 62-88 \mu m}$

U = $\frac{\% 16-44 \mu m}{\% 2-16 \mu m}$

Table 4.1.1 Grainsize characteristics of the different lithological units (clay and sand content, Q- and U-ratio).

the low sand content and the high component of medium silt (high Q-ratio) of 5.2 stress the clear distinction with the underlying deposits. Subunits 6.1 to 6.4 are coinciding largely with Subunit 5.2. They are deposited in similarly low-energetic conditions and they have also reworked a same kind of source material (windblown loess mixed with some fluvial sediment). Thus Units 7, 6.1 to 6.4 and 5.2 belong to one group of (locally derived) loess. In the moment diagrams, part of Subunit 5.1 is overlapping both Subunits 4.1 and 4.2, the other part of 5.1 forms the transition towards the Subunits 5.2 and 6. Consequently, 5.1 is also to be considered as an alluvial sediment deposited in shallow water, although a growing influence of surface runoff is perceptible within this subunit. The very low amount of very fine sediment (high U-value) is also striking, because it means that Subunit 5.1 represents an alluvial deposition without swamps, in which clay could have settled, but in otherwise very low energetic conditions so that the mean grain size is in the silt fraction. An important implication of this result is that the large silt component of Subunit 5.1 does not necessarily indicate a new supply of loess, but is mainly the reflection of hydrodynamic conditions. This opposes the origin of 5.2 which, as shown above and confirmed by the heavy mineral analysis, has a larger loessic component.

Stratigraphy and age

The different lithological units can be incorporated into a lithostratigraphic framework (Table 4.1.2). In lithostratigraphic Unit III the gravelly sediments deposited by the braided system are included. Lithostratigraphic Unit IV consists of the sandy sediments deposited by the meandering system. A threefold subdivision can be made according to three consecutive stages of meander development (IVA-B-C). Each of these stages contains channel bed deposits (4.4), finer channel fill deposits (4.3-4.6) and loamy overbank deposits (5.1). The sequence terminated by an overall clay sedimentation (4.5D). The lithostratigraphic Unit V comprises the loamy cover on top of unit IV. The Rocourt soil separates these units from the overlying lithostratigraphic Units VI and VII, which correspond with lithological Units 6 and 7 respectively.

Because of the Holocene soil at the top and the assumed Eemian age for the Rocourt soil at the top of Unit V, Units VI and VII are attributed to the Weichselian stage (Table 4.1.2). The Nagelbeek horizon (top of Unit VI) has been dated at several occasions by TL (Wintle, 1987; Juvigné & Wintle, 1988; Debenham, 1991) resulting in an age of about 15.000 ka. A corresponding humic silt at Kesselt has been dated by radiocarbon analysis at ca. 22 ka (Gullentops, 1981). On the base of lithostratigraphic correlations and a few radiocarbon analyses on snails Unit 6.3 is Weichselian Middle Pleniglacial in age, while Units 6.1 and 6.2 are of Weichselian Lower Pleniglacial or Early Weichselian age.

The gravel Unit 3 contains remnants of a.o. *Coelodonta antiquitatis* which migration to Europe is supposed to have taken place during the beginning of the Saalian period. Other faunal occurrences are in agreement with a post-Holsteinian and pre-Eemian age for Units III, IV and V (Van Kolfschoten, 1985; Meijer, 1985). Subunits IVB-C clearly represent full interglacial conditions by their mollusc and mammal fauna and soils (Meijer, 1985; Van Kolfschoten, 1985; Huijzer & Mùcher, 1991). Thermo-luminescence datings on burned flints from the archeological sites

LITHO- STRATIGRAPHY	LITHOLOGICAL UNITS		CHRONO- STRAT.	
VII	7		W E I C H S E L I A N	
VI	6.4 6.5 6.3 6.2 6.1			
ROCOURT SOIL				
			EEMIAN	
V _B	5.2		S	G L A C I A L
V _A	5.1			
IV _C	β α	4.5D 4.5C 4.6 4.5B 4.4	A	B E L V E D E R E I N T E R G L.
IV _B		4.6 4.5A 4.4	L	
IV _A		4.3-4.6 4.4	I	
III _B	4.2-4.1 4.7		A	G L A C I A L
III _A	3		N	

Table 4.1.2 Lithostratigraphical framework showing especially the interrelations between the different lithofacies.

in Subunits IVB-C resulted in an age of ca. 250 ka (Huxtable, 1991). The concerned intra-Saalian interglacial is called the "Belvédère interglacial" (Vandenberghe, 1988a). Possibly it may be correlated with the Hoogetveen-interstadial (Zagwijn, 1973). It has to be kept in mind, however, that the pollen association of the Hoogetveen phase at its type locality shows interstadial and not interglacial ones. Correlations with other presumed intra-Saalian interglacials are more or less speculative for the time being. The described chronostratigraphic position and the absolute age make a correlation of the Belvédère interglacial with oxygen isotope stage 7 very likely.

Periglacial processes and environment (Table 4.1.3)

a/ Saalian I

Although periglacial phenomena from the first cold period were not abundant, they are nevertheless significant. Within Unit III, a braided river deposit, local involutions in fine-grained layers as well as small isolated disturbances with vertically directed pebbles in gravel beds are found. Near to the top of the same unit, when sedimentation had decreased, more extensive, flat-bottomed involutions occur. Taking into account the very permeable nature of the gravel unit it is likely that frost action was the driving mechanism for these deformations. The relatively large amplitude of the involutions at the top of the unit point to permafrost conditions. The gravel layer (Unit 3.1) contains remnants of *Mammuthus primigenius* and *Coelodonta antiquitatis* which are known to prefer a cold climate and open areas. The braided-river characteristics of extreme peak discharges and high sediment charge correspond with the presence of a permanently frozen subsoil which was only weakly protected by a vegetation cover inducing a low permeability of the soil and a large supply of sediment to the river.

The end phase of braided river deposition (Unit IIIB) marks also the decline of the glacial conditions since only indications for strong seasonal frost activity are found (narrow frost fissures).

Severe winter conditions continued to prevail during the deposition of Unit IVA which is also characterized by the presence of occasional frost cracks. However, a further change in periglacial environment is obvious from the shift of a braided to a meandering river pattern. From the faunal evidence this transition corresponds with the establishment of a steppe and hence a significant increase of soil cohesion and a decrease of sediment supply towards the rivers. Such ecological and geomorphological characteristics point to a continental environment with still fairly cold winters, like in the previous period, but already warm summers.

b/ Saalian II

The sedimentary record from this period is only limited. Consequently, the periglacial phenomena as well are not numerous. Isolated small-scaled cryoturbations and macroscopic and microscopic frost cracks are the only periglacial structures detected so far. A significantly increasing loess component in the otherwise waterlaid deposits from that period (Subunit 5.2) are an additional indication for periglacial conditions.

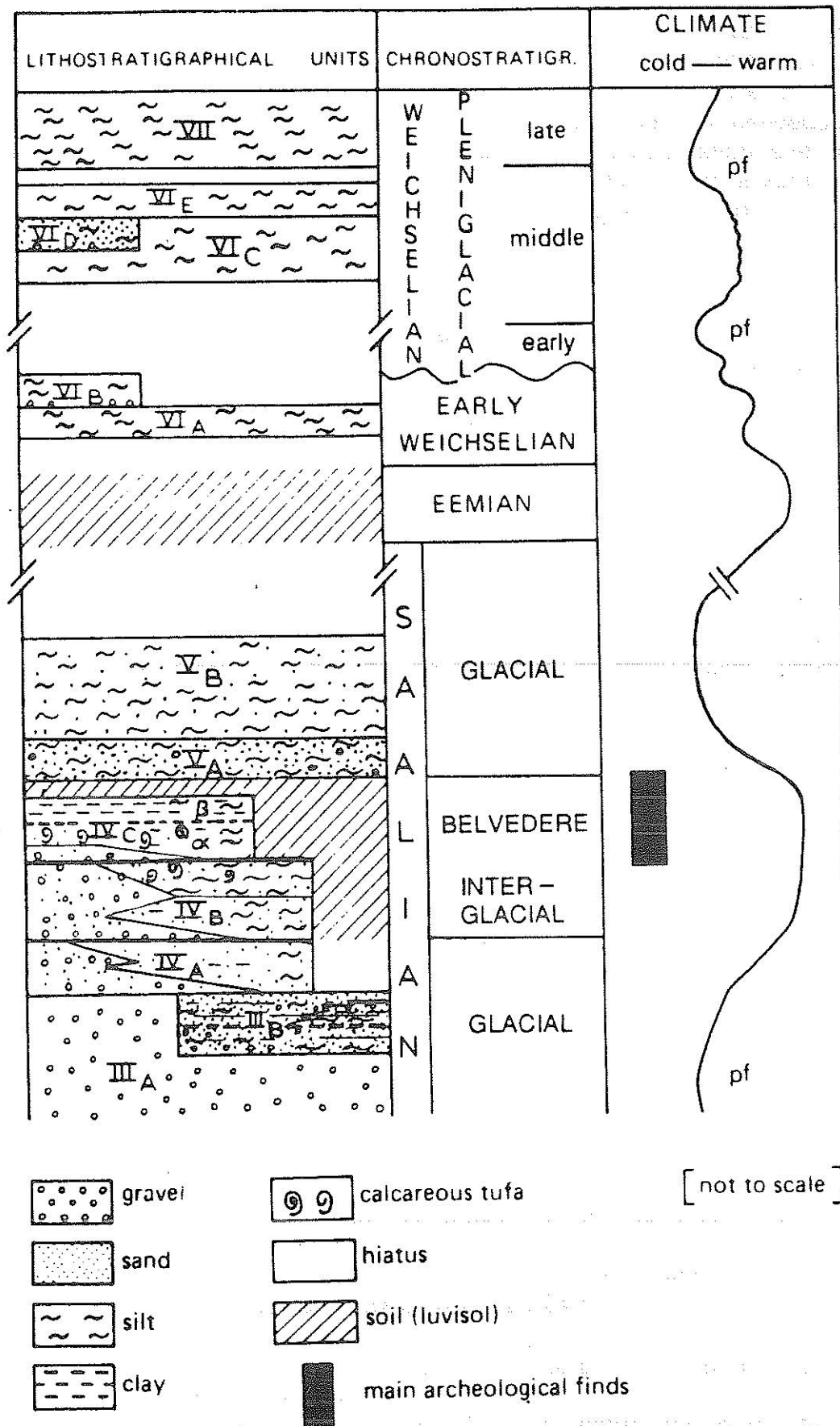


Table 4.1.3 Stratigraphy, climatic reconstruction and situation of the archeological finds.

c/ Weichselian Early Pleniglacial

Narrow but deep frost cracks have been formed in the lowest deposits of Unit VI (6.1). Most conspicuous, however, are the cryoturbations at the top of Unit 6.2. Their large amplitude (70 to 120 cm) points to the presence of a former permafrost (Vandenberghe & Van de Broek, 1982), although no ice-wedge casts have been found at this level. Lithostratigraphically this cryoturbation level overlain by an erosion horizon has been correlated for the time being with a zone of large cryoturbations and ice-wedge casts dating from the Early Pleniglacial in the nearby coversand area.

d/ Weichselian Late Pleniglacial

The upper zone of Unit VI (Nagelbeek horizon and top of Subunits 6.3 and 6.5) is heavily cryoturbated in at least two consecutive phases. A network of frost fissure polygons is strongly distorted by the two cryoturbations. In the nearby outcrop at Nagelbeek at the same lithostratigraphic position ice-wedge casts have been found starting from below the upper cryoturbation level (Meijs et al., 1983; Vandenberghe, 1985).

It is clear that permafrost conditions were present during that period which, according to the age of the Nagelbeek horizon has to be situated at about 18-22000 BP.

Within Unit VII rather shallow involutions are found which are also interpreted as cryoturbations. Besides, the deposition of this upper loess has sometimes been interrupted by the development of small-scaled polygons of narrow frost cracks.

References

- Bosch, P. 1975 De groeve "Belvédère" te Maastricht- Grondboor en Hamer 29: 13-32.
- Debenham, 1991 A short note on the thermoluminescence dating of sediments from the Paleolithic site of Maastricht-Belvédère- Meded. Rijks Geolog. Dienst (in press).
- Gullentops, F. 1954 Contributions à la chronologie du pleistocène et des formes du relief en Belgique- Mémoires Institut Géologique de Louvain 18: 125-252.
- Gullentops, F. 1981 About the climate of the last glaciation in NW Europe- Symp. on Quaternary climatic variations in a Milankovitch Perspective, U.C. Louvain.
- Haesaerts, P., E. Juvigné, O. Kuyl, H. Mùcher & W. Roebroeks 1981 Compte rendu de l'excursion du 13 juin 1981, en Hesbaye et au Limbourg Néerlandais, consacrée à la chronostratigraphie des loess du pleistocène supérieur- Ann. Soc. Géol. Belg. 104: 223-240.
- Huijzer, B. & H. J. Mùcher 1991 Micromorphology of the intra-Saalian interglacial pedocomplex and Eemian Rocourt soil in the Belvédère pit (Maastricht, The Netherlands) - this volume.
- Huxtable, J. 1991 Further thermoluminescence dates for burnt flints from

- Maastricht-Belvédère and a finalised thermoluminescence age for the Middle Paleolithic deposits- Meded. Rijks Geol. Dienst (in press).
- Juvigné, E. & A. Wintle 1988 A new chronostratigraphy of the Late Weichselian loess units in Middle Europe based on thermoluminescence dating- *Eiszeitalter u. Gegenwart* 38: 94-105.
- Krook, L. 1991 Heavy minerals in the Belvédère deposits - this volume.
- Kuyt, O. S. 1971 Geologische overzichtskaart van Zuid-Limburg (Kwartair afgedekt), schaal 1:100.000- Rijks Geologische Dienst, Geologisch Bureau voor het Mijngedebied, Heerlen.
- Lautridou, J.P., J. Sommé & M. Jamagne 1984 Sedimentological, mineralogical and geochemical characteristics of the loesses of north-west France- In: Péczi, M. (ed): *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*- Geogr. Res. Inst., Hung. Acad. Sciences (Budapest): 121-132.
- Meijer, T. 1985 The pre-Weichselian non-marine molluscan fauna from Maastricht-Belvédère (Southern-Limburg, The Netherlands)-Meded. Rijks Geol. Dienst 39-1: 75-104.
- Meijs, E., H. Mûcher, G. Ouwerkerk, A. Romein & H. Stoltenberg 1983 Evidence of the presence of the Eltville tuff Layer in Dutch and Belgian Limbourg and the consequences for the loess stratigraphy- *Eiszeitalter u. Gegenwart* 33: 59-78.
- Mûcher, H. 1985 Micromorphological study of the Terrace Sands (Unit 4) and 'Loams' (Unit 5) and their palaeosols in the Belvédère pit near Maastricht, southern-Limburg, The Netherlands - Meded. Rijks Geol. Dienst 39-1: 19-30.
- Paepe, R. 1967 Séquences lithostratigraphiques du pleistocène supérieur. Datations au C14- *Bull. Soc. Belge Géol.* 76: 171-182.
- Paepe, R. & J. Sommé 1970 Les loess et la stratigraphie du Pleistocène récent dans le Nord de la France et en Belgique- *Ann. Soc. Géol. Nord* 90: 191-201.
- Paulissen, E. 1973 De morfologie en de kwartairstratigrafie van de Maasvallei in Belgisch Limburg - *Verhand. Kon. Acad. v. Wet., Lett. en Schone Kunsten v. België, Kl. Wetensch.*, 127: 1-266.
- Ruegg, G. 1982 Korrelgrootte van afzettingen uit het hogere deel van de groeve Belvédère - Intern rapport no. 71, Rijks Geologische Dienst, Haarlem.
- Van den Berg, M.W. 1989 Geomorfologische Kaart van Nederland 1/50000. Bladen 59-60-61-62- Staring Centrum, Wageningen and Rijks Geol. Dienst, Haarlem.
- Vandenbergh, J. 1985 Solution slots or ice-wedge casts?- Meded. Rijks Geol. Dienst 39-1: 35-39.
- Vandenbergh, J. 1988a The Middle and Late Pleistocene stratigraphy at Maastricht-Belvédère- In: *Colloque Méthodes et Concepts en stratigraphie du Quaternaire européen*- Dijon: 101-102.
- Vandenbergh, J. 1988b Cryoturbations- In: Clark, M.J.: *Advances in Periglacial geomorphology*- Wiley (Chichester): 179-198.
- Vandenbergh, J. & P. van den Broek 1982 Weichselian convolution phenomena and processes in fine sediments- *Boreas* 11: 299-315.
- Vandenbergh, J., H. J. Mûcher, W. Roebroeks & D. Gemke 1985 Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvédère, Southern Limburg, The Netherlands- Meded. Rijks Geol. Dienst 39-1: 7-18.
- Vandenbergh, J., W. Roebroeks, T. van Kolfschoten, H. Mûcher & T. Meijer 1987 Sedimentary processes, periglacial activity and stratigraphy of the loess and fluvial deposits at Maastricht-Belvédère (The Netherlands)- In: Péczi, M. & French, H. (eds): *Loess and periglacial deposits*- Akad. Kiado (Budapest): 51-62.
- Van Kolfschoten, T. 1985 The Middle Pleistocene (Saalian) and Late Pleistocene (Weichselian) mammal faunas from Maastricht-Belvédère (Southern-Limburg, The Netherlands)- Meded. Rijks Geol. Dienst 39-1: 45-74.
- Van Kolfschoten, T. 1990 The evolution of the mammal fauna in The Netherlands and the Middle Rhine area (Western Germany) during the Late Middle Pleistocene- Meded. Rijks Geol. Dienst, 43-3: 1-69.
- Williams, P.F. & B.R. Rust 1969 The sedimentology of a braided river- *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 649-679.
- Wintle, A. 1987 Thermoluminescence dating of loess at Rocourt, Belgium- *Geol. en Mijnb.* 66: 35-42.
- Zagwijn, W. 1973 Pollenanalytic studies of Holsteinian and Saalian beds in the northern Netherlands- Meded. Rijks Geol. Dienst N.S. 24: 139-156.
- Zonneveld, J. I. S. 1949 Zand-petrologische onderzoeken in de terrassen van Zuid-Limburg- Meded. Geol. Stichting, N.S. 3: 103-123.

4.2. MICROMORPHOLOGY OF THE INTRA-SAALIAN INTERGLACIAL PEDOCOMPLEX AND EEMIAN ROCOURT SOIL IN THE BELVEDERE PIT (MAASTRICHT, THE NETHERLANDS)

A.S. Huijzer & H.J. Mùcher

Introduction

Mùcher (1985) discerned three paleosolic Luvisols in the lithostratigraphic units 4 and 5 of the Belvédère pit. These paleosols represent stable phases (Ks) in the sedimentary sequence of the Belvédère pit. Unstable phases, as defined by Butler (1959), are represented by sedimentary cycles (Ku). The stratigraphic position of the paleosols as defined by Mùcher (1985) is indicated in Fig. 4.2.1.

After 1985, field investigations resulted in a revision of the lithostratigraphic framework (Vandenberghe et al., 1991); the major changes concern the introduction of lithofacies 5.1 in lithostratigraphic unit IV (Fig. 4.2.1).

The fieldstudies and micromorphological analysis during the last five years were mainly focussed on:

- finding more evidence of the three separate paleosols;
- construction of the sedimentary environments of the various deposits in which the paleosols were developed;
- finding evidence for cryogenic processes in both the unstable and stable periods.

Methods

The samples were collected from the Saalian Terrace Sands and Saalian 'Loams'. The thin section description followed Brewer (1976). The soil profiles were described according to the guidelines of the FAO (1968) and classified according to the FAO-UNESCO soil map of the world (FAO, 1974).

The micromorphological differentiation of the sediments is mainly based on their sedimentary structure, grain-size composition, and enclosed litho- and pedorelicts. The pedological differentiation of the buried paleosols is based on various types of illuviation cutans, biological phenomena, hydromorphic features, and on the vertical distribution of the pedofeatures in the profiles.

For micromorphological descriptions of the sediments and pedogenesis (K1 to K3-cycles) is referred to Huijzer & Mùcher (1991).

Discussion/reconstruction of the paleoenvironment

During the K1u-cycle accumulated a fine fluvial sand, which laterally changed into a low energy (abandoned) channel-fill deposit with fining and coarsening-upward sequences. After sedimentation, the surface stabilized and soil formation (K1s) initiated under wet conditions resulting in a Gleyic Luvisol paleosol in lower (poorly drained) topographic positions, while an oxidized Luvisol formed in the sandy fluvial facies. This paleosol was truncated (erosion level 1, Fig. 4.2.1), while locally the complete K1s Luvisol was eroded.

The channel-fill deposits of the K2u-cycle (lithofacies 4.5 B-C-D) laterally changes into a fluvial silt loam deposit (lithofacies 5.1). The low energy conditions in unit 4.5 represent a(n) (abandoned) channel-fill (lithofacies 4.5C-D), while the silt loam (lithofacies 5.1) represents a shallow, intermittent fluvial sedimentation with mudcrust development, and/or rainwash deposition. After lithofacies 4.5D was deposited, the surface stabilized again and a second Luvisol developed (K2s) under only weak hydromorphic conditions. Locally, the soil developed as a polygenetic profile over the K1s paleosol.

The Luvisols K1s and K2s developed under temperate climatic conditions. The K1s and K2s paleosols are interpreted as a pedocomplex, formed in an intra-Saalian interglacial period i.e. the "Belvédère interglacial" (Vandenberghe et al., 1991). Consequently, we define the K1s and K2s paleosols as the "Belvédère interglacial pedocomplex".

Archeological finds related to the "Belvédère interglacial pedocomplex" were dated at 250 ± 20 ka (Huxtable, 1991). From stratigraphical analysis, soil morphological evidence, and thermoluminescence dating it can be inferred that the "Belvédère interglacial pedocomplex" is concordant with oxygen isotope stage 7 (186-245 ka, Imbrie et al., 1984; cf. Van Kolfschoten, 1988).

After the K2s-cycle, cryogenic processes modified the underlying K1s and K2s paleosols. This first cryogenic phase (Fig. 4.2.1) resulted in fragmentation of clay cutans, development of a platy microstructure due to ice segregation, silt cappings, and wavy lamination. Lithofacies 5.1 of the K3u-cycle grades upward into the well sorted silt loam of lithofacies 5.2. This sequence represents the final phase of intermittent fluvial activity or periods of overland flow with the formation of rainwash deposits. With an incipient micro-frostcrack in lithofacies 5.2 (K3u-cycle) synsedimentary cryogenic processes are suggested (first cryogenic phase, Fig. 4.2.1).

Finally, the stable period K3s is represented as a well drained Luvisol. Based on stratigraphic and soil morphological evidence this Luvisol is correlated with the Rocourt soil from the Eemian period (Gullentops, 1954; Haesaerts et al., 1981). The K3s paleosol was weakly influenced by a second phase of cryogenic processes resulting in fragmented clay coatings. This process announces the cold conditions of the successive Weichselian period. Absence of the A and E horizons of the K3s-cycle indicate that truncation of the profile took place, which was followed by deposition of Weichselian silt loam.

Conclusions

The sedimentary sequence (K1u to K3u) shows fluvial sands and (abandoned) channel-fill deposits, which laterally and vertically grade into silt loam deposits. The silt loam deposits of the K2u and K3u-cycles are ascribed to low energetic fluvial deposition and overland flow with the formation of rainwash deposits. Furthermore, the silt loam of the K2u-cycle could be partly attributed to afterflow and/or rainsplash.

Soil formation (Ks-cycles) in the units IV and V is characterized by clay illuviation as shown by the development of three (gleyic) Luvisols (K1s to K3s). The stratigraphic position of the K1s and K2s-cycles has been revised. The K1s and K2s-cycles are defined as the "Belvédère interglacial pedocomplex" and represent

pedogenesis during the intra-Saalian "Belvédère interglacial". It is suggested that the "Belvédère interglacial pedocomplex" is concordant with oxygen isotope stage 7 (186-245 ka). The K3s-cycle correlates with the Rocourt soil, indicating pedogenesis during the Eemian.

Cryogenic processes, as shown by cryogenic microfabrics, occurred in at least two phases. The first phase took place after the K2s-cycle and during the K3u-cycle; the second one (of the Weichselian period) modified the soil characteristics of the K3s-cycle (Rocourt soil).

References

- Brewer, R. 1976 Fabric and mineral analysis of soils - R.E. Krieger, Huntington, New York: 482 pp.
- Butler, B.E. 1959 Periodic phenomena in landscapes as a basis for soil studies - CSIRO, Australia. Soil Publ. 14: 20 pp.
- FAO 1968 Guidelines for soil profile description. Soil Survey and Fertility Branch, Land and Water development Division, FAO, Rome: 53 pp.
- FAO 1974 FAO-UNESCO Soil Map of the World. Volume 1. Legend. UNESCO, Paris: 59 pp.
- Gullentops, F. 1954 Contributions à la chronologie du Pleistocène et des formes du relief en Belgique. Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain 18: 125-252.
- Haesaerts, P., E. Juvigné, O.S. Kuyl, H.J. Mùcher & W. Roebroeks 1981 Compte rendu de l'excursion du juin 13, 1981, en Hesbaye et au Limbourg néerlandais, consacrée à la chronostratigraphie des loess du Pleistocène supérieur - Ann. Soc. Géol. de Belgique 104: 223-240.
- Huijzer, A.S. & H.J. Mùcher 1991 Micromorphology of the intra-Saalian interglacial pedocomplex and Eemian Rocourt soil in the Belvédère pit (Maastricht, The Netherlands) - Meded. Rijks Geol. Dienst (in press).
- Huxtable, J. 1991 Further thermoluminescence dates for burnt flints from Maastricht-Belvédère and a finalised thermoluminescence age for the Unit IV Middle Palaeolithic sites - Meded. Rijks Geol. Dienst (in press).
- Imbrie, J., J.D. Hays, D.G. Martinson, A. McIntyre, A.C. Mix, J.J. Morley, N.G. Pisias, W.L. Prell, & N.J. Shackleton 1984 The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G.J. Kukla and Saltzman. (Hrsg): Milankovitch and climate, Part I N.A.T.O. Adv. Study Inst., Ser. C., Reidel, Dordrecht: 269-305.
- Mùcher, H.J. 1985 Micromorphological study of the Terrace Sands (Unit 4) and 'Loams' (Unit 5) and their paleosols in the Belvédère pit near Maastricht, southern Limbourg, The Netherlands. In: T. van Kolfschoten and W. Roebroeks (eds). Maastricht-Belvédère: Stratigraphy, palaeoenvironment and archeology of the Middle and Late Pleistocene deposits - Meded. Rijks Geol. Dienst 39: 19-29.
- Vandenberghe et al. 1991 - Geomorphological activity and periglacial processes at Maastricht-Belvédère - this volume.
- Van Kolfschoten, T. 1990 The evolution of the mammal fauna in the Netherlands and the Middle Rhine Area (Western Germany) during the Late Middle Pleistocene - Meded. Rijks Geol. Dienst 43-3: 1-69.

Vandenberghe et al. (1991)				Mücher (1985)	
Litho-stratigraphic units	Lithofacies	Ku/Ks cycles	Cryogenic phases (1) (2)	Litho-stratigraphic units	Ku/Ks cycles
VB	5.2	K3s K3u		5.2	K3s K3u
VA	5.1	K3u		5.1	K2s K2u
IVC	β 4.5D 5.1 4.5C — Erosion level 2 —	K2s K2u		4a, 4b and 4c	K1s K1u
	α 4.5B 4.4 5.1 — Erosion level 1 —				
IVB	4.5A 4.6 4.4 5.1	K1s K1u			
IVA	4.3 4.6 4.4 5.1				

Fig. 4.2.1 Lithofacies in the lithostratigraphic units IV and V in the Belvédère pit and their relation to corresponding unstable and stable cycles, including the cryogenic phases (■ represents cryogenic microfabric). Cross reference to the lithostratigraphic units and Ks/Ku-cycles as defined by Mücher (1985) is presented in the right column.

4.3. MICROMORPHOLOGY OF THE LITHOSTRATIGRAPHIC UNITS VI AND VII IN THE BELVEDERE PIT (MAASTRICHT, THE NETHERLANDS)

A.S. Huijzer

Introduction

This paper discusses the lithostratigraphic units VI and VII (Weichselian silt loam deposits); special attention is given to cryogenic microfabrics. The lithostratigraphic framework of the Belvédère pit is presented by Vandenberghe et al. (1991).

The substratum (Fig. 4.3.1, unit V) consists of a silt loam, which was deposited during the final phase of the fluvial activity and by overland flow in the Saalian period. In the following stable period a Luvisol developed, which correlates with the interglacial Rocourt Soil of the Eemian period (Gullentops, 1954; Haesaerts et al., 1981). This truncated Rocourt Soil is weakly modified by cryogenic processes as shown by fragmentation of clay coatings (Huijzer & Mùcher, 1991). These cryogenic processes are related to the following Weichselian period.

Unit VI

Unit VI consists of (non-calcareous) silt loams (units 6.1 to 6.5, Fig. 4.3.1) i.e. the Middle Silt Loam. Micromorphological analysis shows laminated silt loams with sharply bounded ferric nodules and fragments of clay coatings, suggesting a redeposited loess. In unit VI, three paleosols are identified. The lowest paleosol (unit 6.1) is typified by a dark brown to black horizon representing a steppe soil (Fig. 4.3.1), and is locally covered by a lag concentrate (unit 6.2). However, micromorphological analysis of the steppe soil frequently showed a faint sedimentary structure, which suggests a (locally) reworked soil.

Micromorphologically, unit 6.3 consists of a silt loam with clear indications of redeposition (redeposited ferric nodules), although sedimentary lamination was not observed. During an erosional phase, unit 6.3 was locally eroded up to the Rocourt paleosol; the channel-fill deposits show a clearly laminated structure (unit 6.5.1). In the top of the units 6.3 and 6.5.1 a brown oxidized (color: 10 YR 6/8), weakly weathered (Bw) horizon is preserved. This truncated paleosol correlates with the Kesselt Soil as defined by Gullentops (1954). Micromorphological analysis shows a clear banded fabric (as defined by Dumanski & Arnaud, 1966; Fig. 4.3.3), which indicates ice segregation and vertical illuviation of fine (matrix) material. This cryogenic microfabric changes into an isoband fabric (platy microstructure, thickness: 1-2 mm) with depth. The microfabric sequence of the Kesselt Soil (arctic brown soil) represents pedogenesis in a cold (periglacial) climate with at least a seasonally frozen soil.

Unit 6.5.2 is typified by a clearly laminated silt loam deposit, truncating the underlying Kesselt Soil (Fig. 4.3.2). Unit 6.5.2 contains pedorelicts (fragments of clay coatings, rounded ferric nodules) derived from Luvisols underneath and also matrix nodules (with silt cappings) of the Kesselt Soil. Calcareous grains concentrated in siltlaminae indicate the first appearance of calcareous (redeposited) loess sedimentation in this region (cf. unit VII). The good internal sorting of the

CHRONOSTRATIGRAPHY CHRONOLOGY	LITHOSTRATIGRAPHY	PEDOSTRATIGRAPHY	PERIGLACIAL PHENOMENA
TL: 17.2 AND 17.5 KA	UPPER SILT LOAM UNIT VII UNIT 7	TOPSOIL	
TL: 13.3 KA 14C: 22270 BP WEICHSELIAN (GLACIAL)	MIDDLE SILT LOAM UNIT VI UNIT 6.3 UNIT 6.2 UNIT 6.1	HYDROMORPHIC SOIL	Fig. 2.3.4
		UNIT 6.4 NAGELBEEK HORIZON	
		UNIT 6.5.2	Fig. 2.3.2
		UNIT 6.5.1 KESSELT SOIL	
EEMIAN (INTERGLACIAL)	UNIT V (SUBSTRATUM)	SOIL	
		ROCOURT SOIL	

Fig. 4.3.1 Stratigraphical sequence and periglacial phenomena of the units VI and VII in the Belvédère pit (Maastricht, The Netherlands).

silt laminae is related to afterflow processes (cf. Mùcher et al., 1981). Periglacial conditions are indicated by the polygonal frost crack pattern suggesting (at least) seasonal frost.

After deposition of unit 6.5.2, the initial phase of loess sedimentation lasted only shortly, which resulted in the development of a hydromorphic soil (tundra gley soil) i.e. the Nagelbeek Horizon (unit 6.4). The basal part of the Nagelbeek horizon shows a laminated sedimentary structure, which suggests redeposited loess. The lenticular platy microstructure confirms the cryogenic origin of the involutions. Another generation of frost cracks, partly superimposed on the first generation (Fig. 4.3.2), penetrates the Kesselt Soil.

The Nagelbeek Horizon is dated by thermoluminescence at 13.3 ± 3.0 ka (Debenham, 1991) and 15.2 ± 0.9 ka (Juvigné and Wintle, 1988), and at 22.270 BP by ^{14}C (Gullentops, 1981). Although dates of the Nagelbeek horizon are conflicting, the paleosol can be placed in the final part of the Upper Pleniglacial period i.e. the glacial maximum.

Unit VII

In the Upper Silt Loam (unit VII, Fig. 4.3.1) predominates a massive structure without any sedimentary stratification. This unit represents a calcareous loess deposit. The base of the Upper Silt Loam is characterized by weak hydromorphic phenomena (fe-mottles) and represents an initial hydromorphic paleosol. This paleosol developed in a periglacial environment, which is indicated by a (weakly developed) banded fabric. The deeper part of this paleosol is characterized by lenticular platy microstructures. In addition, very few frost cracks penetrate the units 6.4 and 6.5.2 (third generation, Fig. 4.3.2).

A minor intraformational cryoturbation level in the Upper Silt Loam is superimposed by a polygonal frost crack pattern (Fig. 4.3.4). These cryogenic structures point to seasonal frost. Furthermore, initial pedogenesis is illustrated by some faint biological activity (biocrystalline infillings) and weak hydromorphic phenomena. Related to this level are moderately developed, lenticular platy microstructures (thickness: $\leq 500 \mu\text{m}$) suggesting ice segregation. Generally, the Upper Silt Loam shows a weakly developed lenticular platy microstructure, which is interpreted as syngenetic in origin.

Loess sedimentation terminated in the Upper Pleniglacial (TL dates: 17.2 ± 3.5 ka and 17.5 ± 3.4 ka; Debenham, 1991). Soil formation of the topsoil (at 65.0 m) is characterized by decalcification, biological activity, clay illuviation (Bt horizon), and hydromorphic phenomena. Pedogenesis took place during the Late Glacial and/or Holocene period.

Conclusions

Interglacial conditions are registered by the Rocourt Soil of the Eemian period. The sedimentary sequence of the following Weichselian period consists of a redeposited loess (unit VI) changing into primary loess (unit VII) during the Upper Pleniglacial (glacial maximum). Stable landscape conditions are represented by (initial) paleosols, which show periglacial macro- (frost cracks and cryoturbation levels) and/or microstructures (banded fabrics and lenticular platy microstructures).

Weakly developed, lenticular platy microstructures (unit VII) are syngenetically formed. Finally, the Luvisol at the groundsurface developed during the Late Glacial and/or Holocene period.

References

- Debenham, 1991 - Thermoluminescence dating of sediments from the palaeolithic site of Maastricht-Belvédère - Meded. Rijks Geol. Dienst (in press).
- Dumanski, J. & R.J.St. Arnaud 1966 A micropedological study of eluvial soil horizons - Canadian Journal of Soil Science 46: 287-292.
- Gullentops, F. 1954 Contributions à la chronologie du Pleistocène et des formes du relief en Belgique - Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain 18: 125-252.
- Gullentops, F. 1981 About the climate of the last glaciation in NW Europe - Reprint of Conference of 2nd June 1981 in Symposium on Quaternary Climatic Variations. U.C.L.
- Huijzer, A.S. & H.J. Mùcher 1991 Micromorphology of the intra-Saalian interglacial pedocomplex and Eemian Rocourt soil in the Belvédère pit (Maastricht, The Netherlands) - Meded. Rijks Geol. Dienst (in press and this volume).
- Haesaerts, P., E. Juvigné, O.S. Kuyl, H.J. Mùcher & W. Roebroeks 1981 Compte rendu de l'excursion du juin 13, 1981, en Hesbaye et au Limbourg néerlandais, consacrée à la chronostratigraphie des loess du Pleistocène supérieur - Ann. Soc. Géol. de Belgique 104: 223-240.
- Juvigné, E.H. & A.G. Wintle 1988 A new chronostratigraphy of the Late Weichselian loess units in Middle Europe based on thermoluminescence dating - Eiszeitalter und Gegenwart 38: 94-105.
- Mùcher, H.J., J. de Ploey & J. Savat 1981 Response of loess materials to simulated translocation by water: micromorphological observations - Earth Surface processes and Landforms 6: 331-336.
- Vandenberghe et al. 1991 - Geomorphological activity and periglacial processes at Maastricht-Belvédère - this volume.

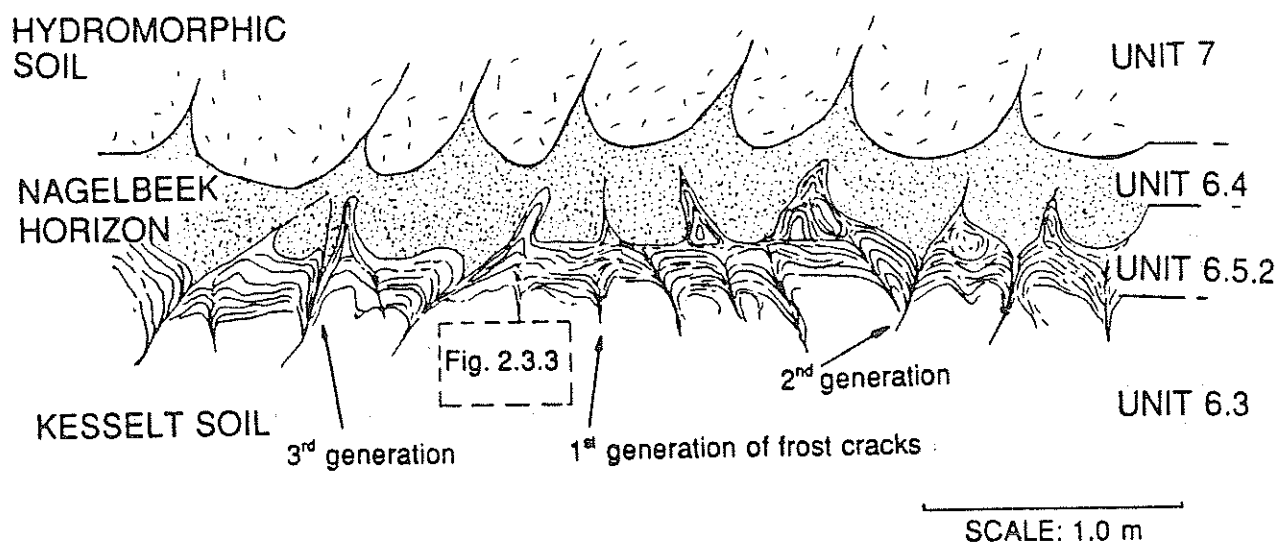


Fig. 4.3.2 Detail of the cryoturbation complex of the units 6.5, 6.4 (Nagelbeek Horizon) and VII (Upper silt loam), including the three generations of frost cracks.

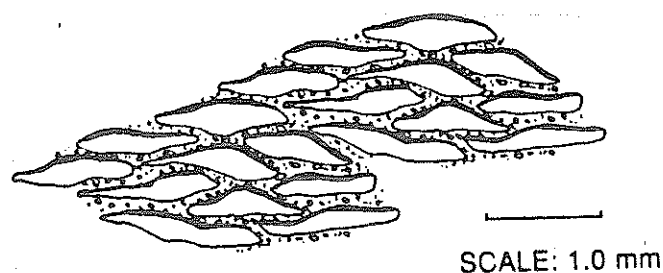


Fig. 4.3.3 "Banded fabric" (defined by Dumanski and Arnaud, 1966) with silt cappings on top of the lenticular platy aggregates and loose siltcoatings between the aggregates.

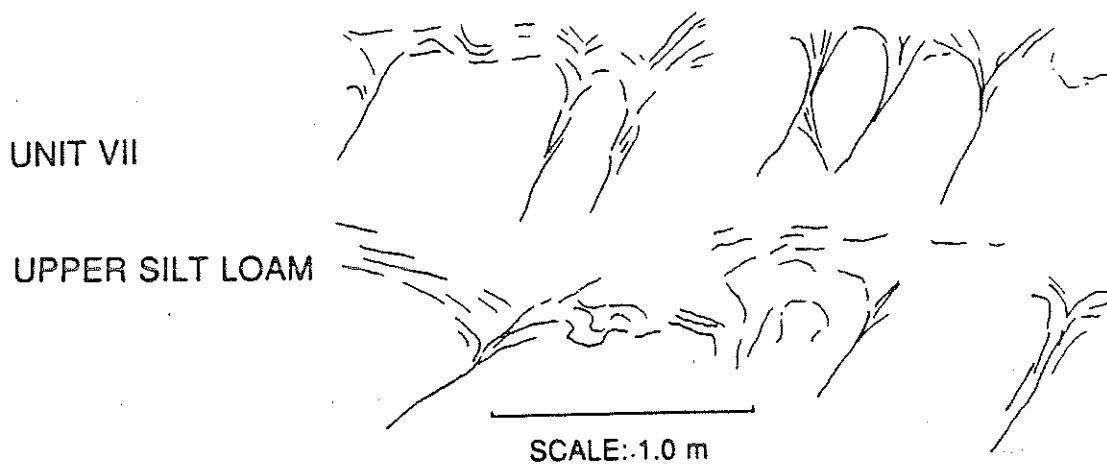


Fig. 4.3.4 Detail of the intraformational cryoturbation level with a superimposed polygonal frost crack pattern in the Upper Silt Loam (Unit VII).

4.4. FLUVIAL DEVELOPMENT IN A PERIGLACIAL-TEMPERATE SEQUENCE: ITS RELATION TO CLIMATE (the Saalian Caberg terrace of the Maas river near Maastricht, The Netherlands)

J. Vandenberghe

Introduction

Changes in the fluvial processes as a function of climatic evolution are an intriguing topic which has received much attention in the literature (references f.i. in Schumm (1977), Gregory & Walling (1973) and Vandenberghe (1991)). It has often been assumed that the terrace deposits originate from a cold period (e.g. Krook, 1961), while the incision phases between the different terraces have been situated in interglacial periods (e.g. Soergel, 1919; Macar, 1974; Büdel, 1977). Many terraces of large rivers like the Maas and Rhine show a general sequence which consists of a coarse basal part and a finer upper part (Brunnacker et al., 1978; Quitzow, 1974; Zonneveld, 1974). Also the deposits in the Caberg terrace form such a succession (Vandenberghe et al., 1985, 1987, 1991). Previously the terrace has been dated in the Elsterian (Zonneveld, 1974) or Early Saalian (Paulissen, 1973), both cold stages. The Belvédère pit offers excellent opportunities to test and refine the classic interpretations since the Caberg terrace (Figure 4.1.1) at this locality shows a complete cycle of river incisions and deposits in which frequently climatic indicators are present.

The succession is described from old to young in 7 phases of fluvial evolution (Figure 4.4). The lithologic units referred to are described in Vandenberghe et al. (1991) and the climatic conditions are based on fauna, paleosoils and periglacial structures (Vandenberghe et al., 1987; Huijzer & Mùcher, 1991; Van Kolfschoten, 1990).

Phase 1 (Figure 4.4.1)

The earliest sediments in the fluvial cycle consist of a stacked series of generally subhorizontal to trough-shaped layers which contain heterogeneous gravel with some very large blocks. This Unit (3) is clearly in erosive contact with the underlying Paleogene deposits. The sedimentary facies results from a multichannel system in which the high width/depth-ratio of the individual channels points to a braided river (Vandenberghe et al., 1985). A cold fauna with a.o. the woolly rhinoceros has been reported by Van Kolfschoten (1985). Large-amplitude cryoturbations point to the existence of a permafrost in these braided river deposits.

Phase 2 (Figure 4.4.2)

Is expressed by the deposition of Subunits 4.1, 4.2 and 4.7. The largely horizontal plane bedding resembles the layering of the underlying Unit 3. The grain size, however, is much finer (siltloam, fine sands, lower gravel content and absence of large blocks), a trend which has already started at the top of Unit 3 (Vandenberghe et al., 1991). Channelization is restricted and small-scaled. It is

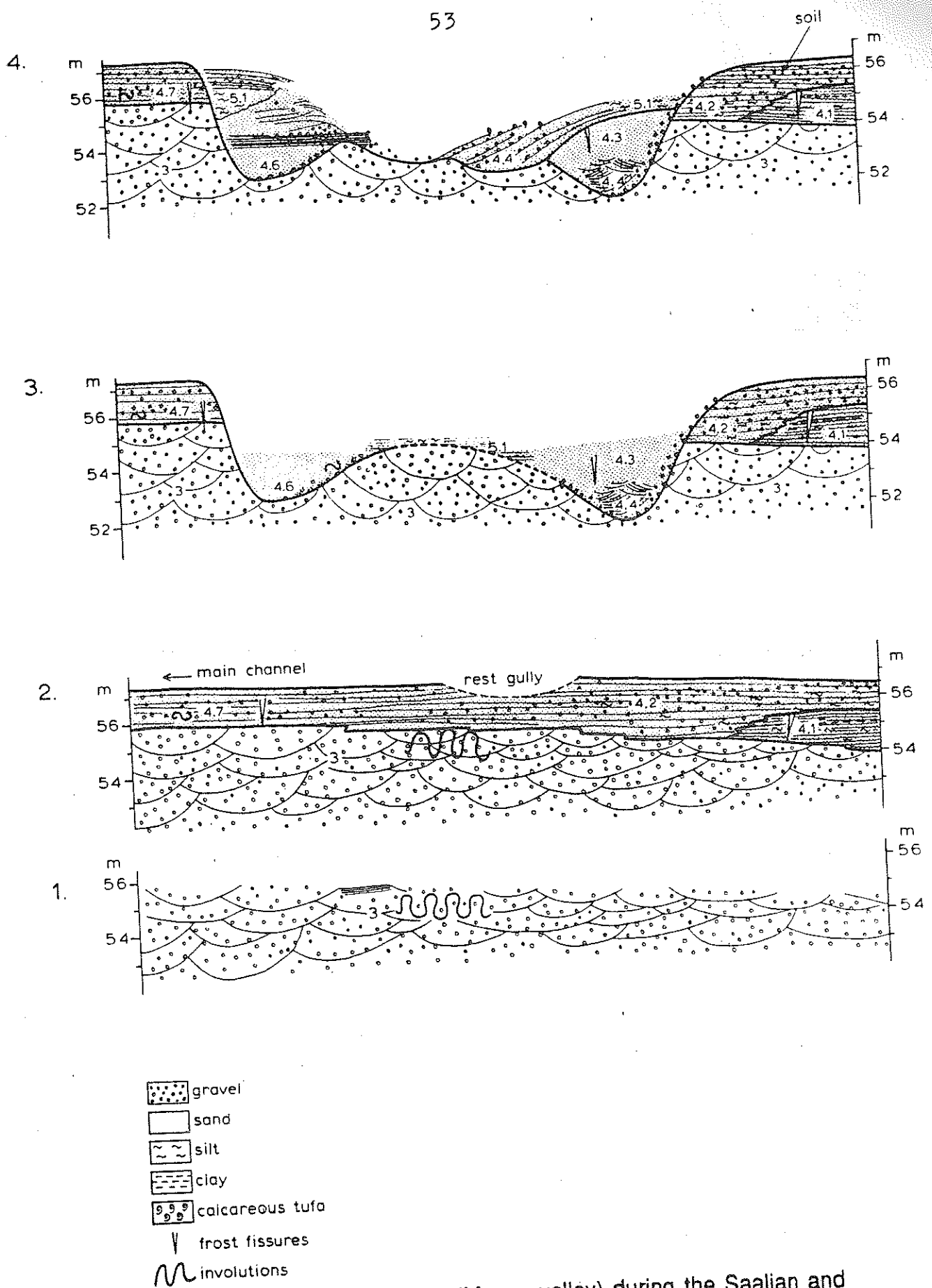


Figure 4.4 Evolution of the fluvial system (Meuse valley) during the Saalian and the Belvédère-interglacial in 7 phases.

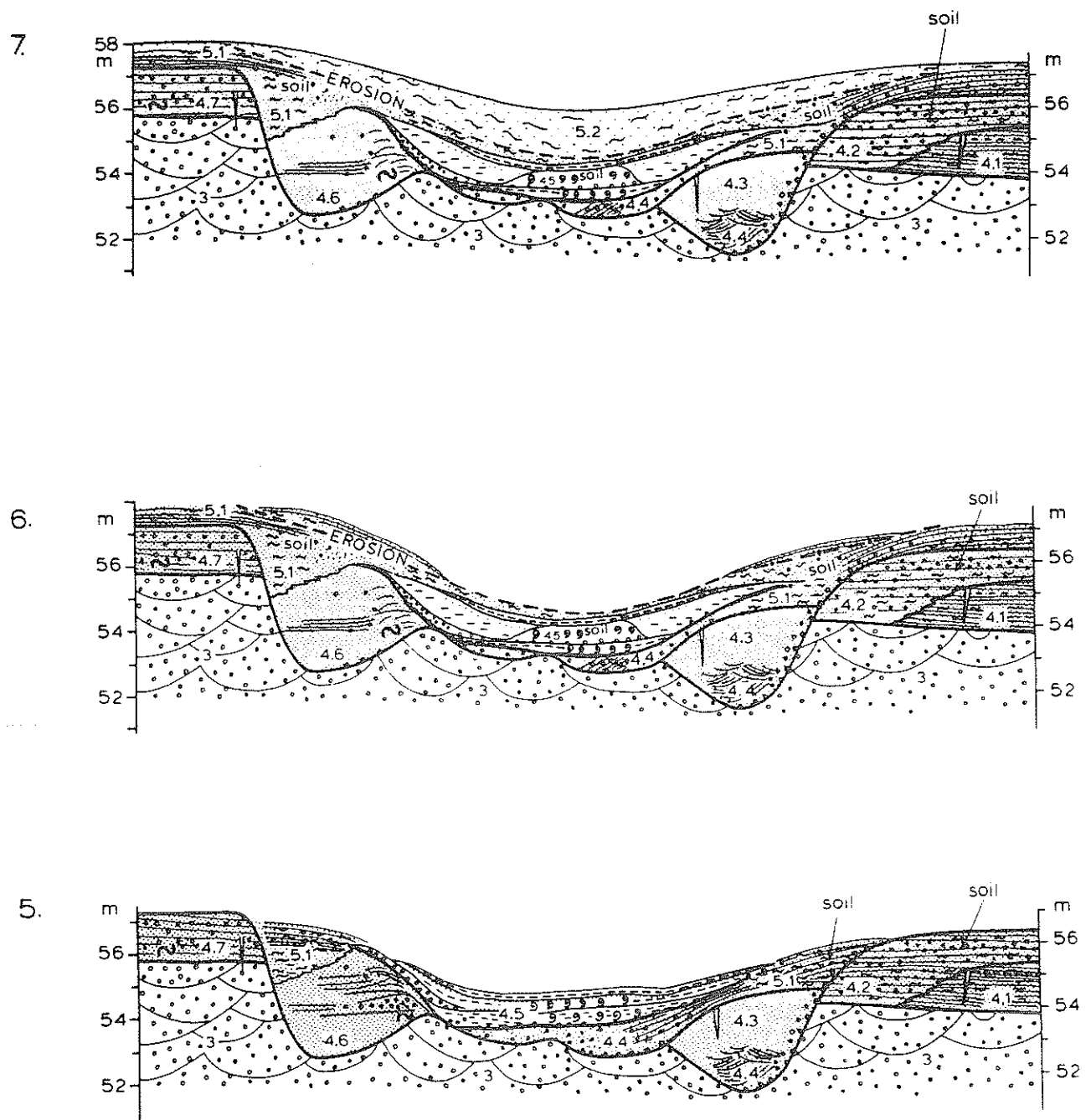


Figure 4.4 Evolution of the fluvial system (Meuse valley) during the Saalian and the Belvédère-interglacial in 7 phases.

concluded that deposition took place by the same braided river system but in the less-energetic conditions caused by a more marginal position within the valley plain or by a general decrease in precipitation and thus in discharge.

No indications of permafrost have been found in the concerning deposits but, according to the occurrence of frost cracks, periglacial conditions persisted.

Phase 3 (Figure 4.4.3)

The beginning of this phase marks a striking change in the river system. One of the last channels of the braided system, situated in the marginal zone of that river plain, is now occupied by a meandering channel. Figure 4.4.3 shows the intersection of two channels of that meander belt. The concerned meandering channel is certainly not representing the main river because of its relatively small dimensions. The bankfull river width (measured between the top of the most inward point-bar and the undercut bench of the meander) is 13 m and the meander wave length was approximately 120 m which is about 10 to 15 times less than the dimensions of the actual Maas. The meandering channel in the Belvédère pit, is thus to be considered as a smaller affluent of the Maas (maybe the Jeker river now debouching into the Maas in the city of Maastricht, see Figure 4.1.1) or as a branch of a newly established anastomosing system (multichannel meandering).

The change from braiding to meandering is accompanied by incision into the underlying units. The meandering is characterized by the formation of undercut slopes and the deposition of point bars. Coarse channel bed deposits (Subunit 4.4) mark the active phase of the meander. Rapid migration of the meanders led to abandonment and subsequent infilling of the channel by finer deposits. This happened during episodes of high discharges when the active channel could not take all the water and the otherwise inactive meanders received again some, weakly flowing, water (deposition of fine, occasionally clayey sand without coarse gravel: Subunits 4.3-4.6). Peak discharges caused overbank flow: silty, fine sands with some gravel strings were deposited in levees, while sandy silts settled in the backswamps (Subunit 5.1).

Most striking is the fact that this abrupt change in the fluvial character is not directly connected with an important climatic change. Indeed, in this period too the temperature was low, at least part of the year, since frost cracks as well as small cryoturbations developed. The occurrence of steppe mammals (Van Kolfschoten, 1990) points to the continuation of continental conditions.

Phase 4 (Figure 4.4.4)

A second series with identical meander evolution as in the previous phase appears. The final infilling of the channel, however, shows a complementary stage: the formation of a calcareous tufa.

At the beginning of this phase a considerable climatic change took place. No more periglacial phenomena are present. During this phase the mammal fauna as well as the malacological fauna change from a warm steppe climate to a warm-humid climate which persisted also in the next phase (Meijer, 1985; Van Kolfschoten, 1991). The formation of a luvisol on the river plain (Huijzer & Mùcher, 1991) is in accordance with these warmer conditions (Belvédère-interglacial). This phase

marks also the start of the human occupation in this place. More particularly, the dry pointbars or levees along the river channel were the most favorite sites (Roebroeks et al., 1991).

Phase 5 (Figure 4.4.5)

A third series of meanders with the same characteristics is established but the infilling is much more quiet. The infilling contains another calcareous tufa and terminates by extensive clay deposition in standing water (Subunit 4.5). Finally, the depression fell dry (formation of desiccation cracks and biological activity). During this phase the luvisol development of the previous phase continued and extended up to the time after the final meander infilling.

Phase 6 (Figure 4.4.6)

The (meandering) channel has left the Belvédère site. Only overbank deposits occur (sandy loams of Subunit 5.1). The latter deposits are more sandy on the higher spots while more clayey in the former meander channel depression. Occasional floods were able to carry pebbles outside the river channel. These flood deposits may have resulted from both the main river (Maas) and from its affluent. According to the disappearance of all channel deposits and the general fining upward tendency of the overbank deposits it is obvious that a new incision phase, outside the Belvédère site, has started.

Small cryoturbations are found in the deposits of this phase. They testify to new cold conditions. It follows that the renewed incision took place at the beginning of the next cold stage. This phenomenon of geomorphological instability is also observed at the beginning of the cold periods in the Weichselian (Vandenberghe, 1991).

Phase 7 (Figure 4.4.7)

This is a continuation of phase 6. The fining upward tendency is continued by the deposition of Subunit 5.2 (siltloams without gravel). The boundary with the underlying Subunit 5.1 is not always sharp but the granulometric properties of both subunits show clear differences. Floods from the Maas came to an end. Sedimentation continued by lateral overland flow from the surrounding valley slopes and by an obvious supply of loess. This is also an indication of continuing cold conditions.

Discussion and Conclusions

A general succession in the fluvial evolution can be observed from accumulation in a braided system, to incision in a meandering system, followed by accumulation in the same meandering system and finally a new incision. Roughly speaking, it seems that the braided pattern coincides with a glacial period and the meandering pattern with an interglacial period. However, the transition from braided to meandering (phase 3) clearly predates the establishment of interglacial conditions (phase 4) and the reason for the two incision periods is not explained by

only climatic conditions. Therefore, another model has been introduced to interpret the fluvial cycle in alternating periglacial and temperate conditions (Vandenberghe, 1991). More particularly the changes between accumulation and incision need more clarification.

Accumulation by a braided system in periglacial conditions may easily be conceived by large and heterogeneous sediment supply, unstable river banks and high peak discharges. However, this holds only for barren landscapes and as soon as climatic conditions are less severe so that a vegetation cover can develop geomorphic processes change dramatically: sharp decline of sediment supply to the rivers, river bank stability and less pronounced peak flows. The effect is a strongly reduced need of energy in the river and thus a tendency to lowering of the river gradient which is achieved by meandering and incision (Schumm, 1977). From the fact that the start of incision and meandering is situated at the transition from phase 2 to 3 and periglacial conditions still prevailed up to the end of phase 3 it may be concluded that the abrupt change in the river development occurred at the decline of a cold stage when vegetation resumed, but before real interglacial conditions were established. This is confirmed by the mammal fauna pointing to a steppe environment while at the same time frost action was still able to produce specific periglacial structures. This period of instability did not last for a long time and stable conditions with slight accumulation are characteristic of the next interglacial.

At the beginning of a new cold period temperatures are already low at the time that the vegetation cover is still maintained. The increased discharge (due to lower evapotranspiration in cold climates) but still low sediment yield of the rivers leads to a renewed incision (Vandenberghe, 1991). This explains the incision of the Maas in phase 6 which marks the beginning of the cold period after the Belvédère-interglacial.

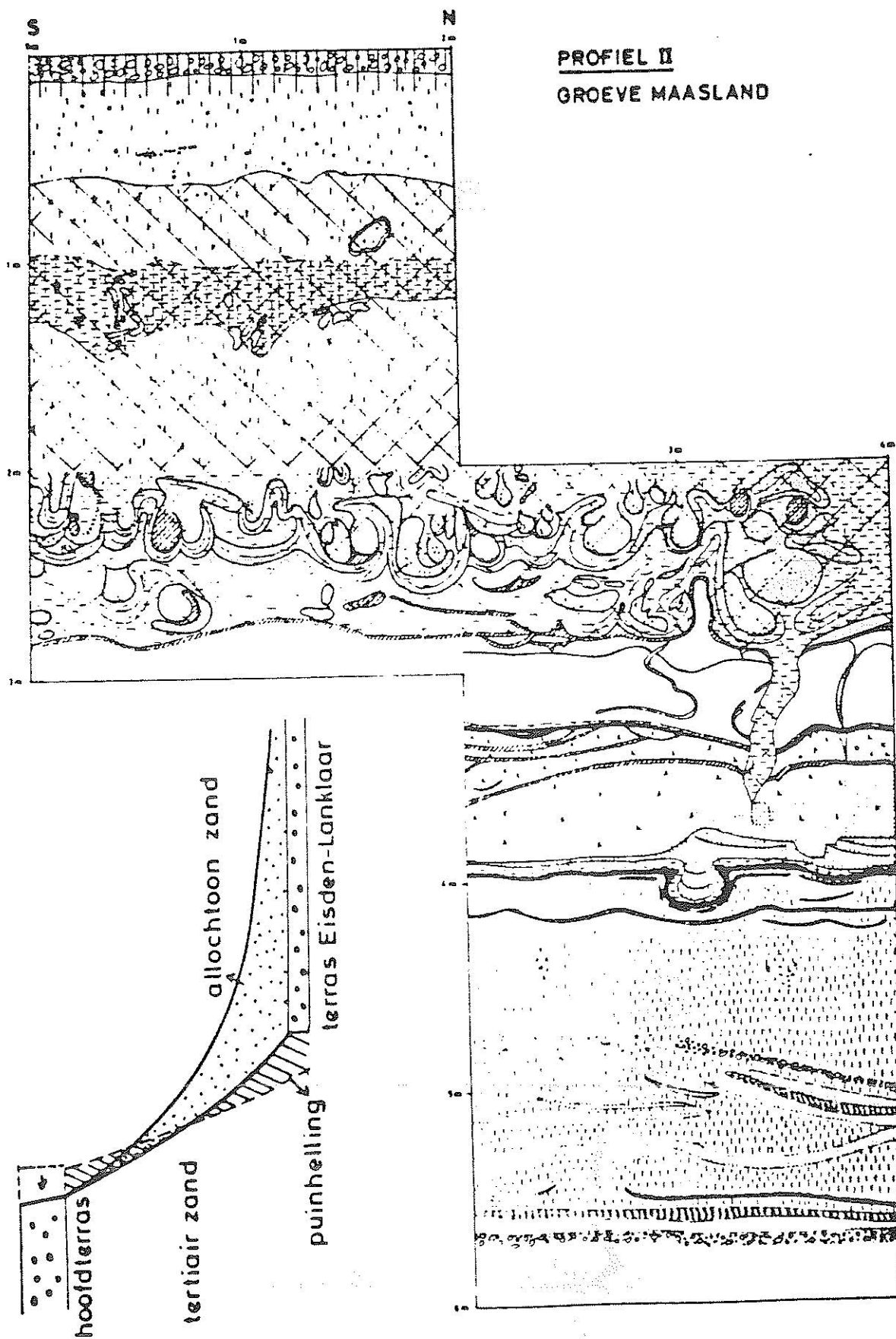
It may be concluded that the cohesion of the land surface is a principal factor and threshold for the determination of the fluvial development. The incision at the end of a glacial period is caused by increased cohesion (due to initial vegetation covering) at the time that discharge is still (periodically) high; the incision at the beginning of a glacial period is induced by the increased discharge of the cold period at a time that the vegetation cover was still intact. The cyclic fluvial succession thus develops in the following way: 1) incision at the start of a glacial, 2) braided river accumulation during the main stage of the glacial period, 3) incision at the end of the glacial period and 4) stability and slight aggradation during the interglacial period. This represents the general sequence of terrace formation when periglacial and temperate conditions alternate and provided a gradual tectonic uplift is present.

References

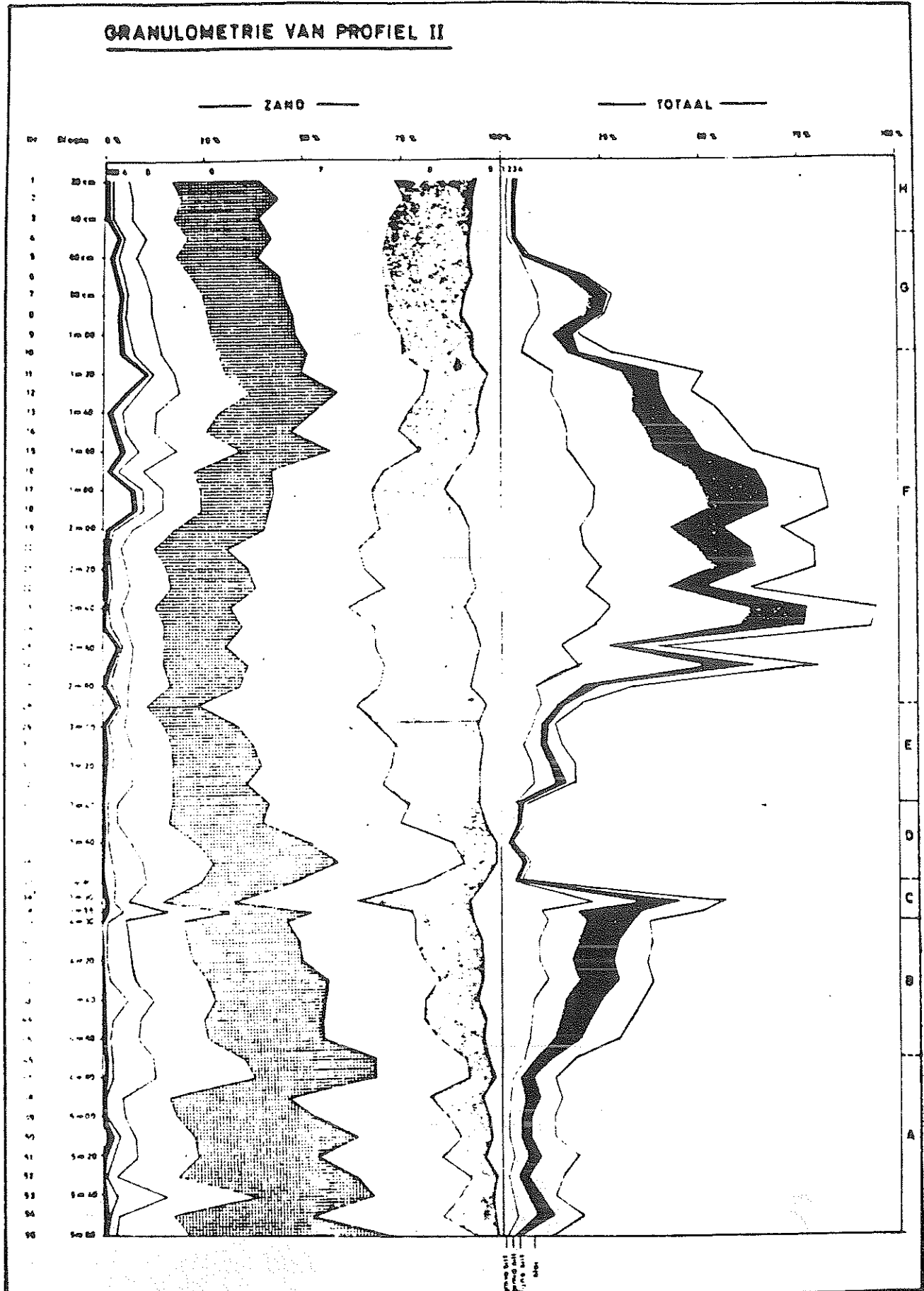
- Brunnacker, K., Boenigk, W., Dolezalek, B., Kempf, E.K., Koci, A., Mentzen, H., Rad, R.R. & K.-P. Winter 1978 Die Mittelterrassen am Niederrhein zwischen Köln und Mönchengladbach- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 28: 277-324.
- Büdel, J. 1977 Klimageomorphologie.- Berlin.

- Gregory, K. & D. Walling 1973 Drainage basin form and process- E. Arnold, London.
- Huijzer, A. & H. Mûcher 1991 Micromorphology of the Intra-Saalian interglacial pedocomplex and Eemian Rocourt soil in the Belvédère pit (Maastricht, The Netherlands)- this volume.
- Krook, L. 1961 Waarnemingen aan Zuid-Limburgse terras-sedimenten-Unpubl. Rep., Rijksuniv. Utrecht.
- Krook, L. 1991 Heavy minerals in the Belvédère deposits- this volume.
- Macar, P. 1974 Les bassins hydrographiques de la mer du Nord méridionale- In: L'évolution Quaternaire des bassins fluviaux de la mer du Nord méridionale. Cent. Soc. Géol. Belg. (Liège): 281-290.
- Meijer, T. 1985 The pre-Weichselian non-marine molluscan fauna from Maastricht-Belvédère (Southern Limburg, The Netherlands)- Meded. Rijks Geol. Dienst 39: 75-104.
- Paulissen, E. 1973 De morfologie en de Kwartairstratigrafie van de Maasvallei in Belgisch Limburg. Verh. Kon. Acad. Wet., Sch. Kunsten en Lett. v. België, Kl. Wet., 127.
- Quitow, H. 1974 Das Rheintal und seine Entstehung. Bestandsaufnahme und Versuch einer Synthese- In: L'évolution Quaternaire des bassins fluviaux de la mer du Nord méridionale. Cent. Soc. Géol. Belg. (Liège), 53-104.
- Roebroeks, W., D. De Loecker, P. Hennekens & M. van Ieperen 1991 The archeology of the Maastricht-Belvédère pit- Meded. Rijks Geol. Dienst (in press).
- Schumm, S. 1977 The fluvial system- New York.
- Soergel, W. 1919 Loesse, Eiszeiten und Paläolithische Kulturen- Jena Verlag: 177p.
- Vandenberghe, J. 1991 Changing fluvial processes under changing periglacial conditions- Zeitschr. f. Geomorph., Suppl. Band (in press).
- Vandenberghe, J., Mûcher, H., Roebroeks, W. & D. Gemke 1985 Lithostratigraphy and paleoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvédère, Southern Limburg, The Netherlands- Meded. Rijks Geol. Dienst 39: 7-18.
- Vandenberghe, J., Roebroeks, W., van Kolfschoten, T., Mûcher, H. & T. Meijer 1987 Sedimentary processes, periglacial activity and stratigraphy of the loess and fluvial deposits at Maastricht-Belvédère (The Netherlands)- In: Pecs, M. & H. French (eds): Loess and periglacial phenomena- Akad. Kiado (Budapest): 51-62.
- Vandenberghe, J., Mommersteeg, H. & D. Edelman 1991 Geomorphological activity and periglacial processes at Maastricht-Belvédère- this volume.
- Van Kolfschoten, T. 1985 The Middle Pleistocene (Saalian) and Late Pleistocene (Weichselian) mammal faunas from Maastricht-Belvédère (southern Limburg, The Netherlands)- Meded. Rijks Geol. Dienst 39-1: 45-74.
- Van Kolfschoten, T. 1990 The evolution of the mammal fauna in The Netherlands and the Middle Rhine area (Western Germany) during the Late Middle Pleistocene- Meded. Rijks Geol. Dienst 43-3: 1-69.
- Zonneveld, J. 1974 The terraces of the Maas (and the Rhine) downstream of Maastricht- In: L'évolution de la mer du Nord méridionale, Cent. Soc. Géol. Belg. (Liège): 133-157.

5. DILSEN (F. GULLENTOPS)



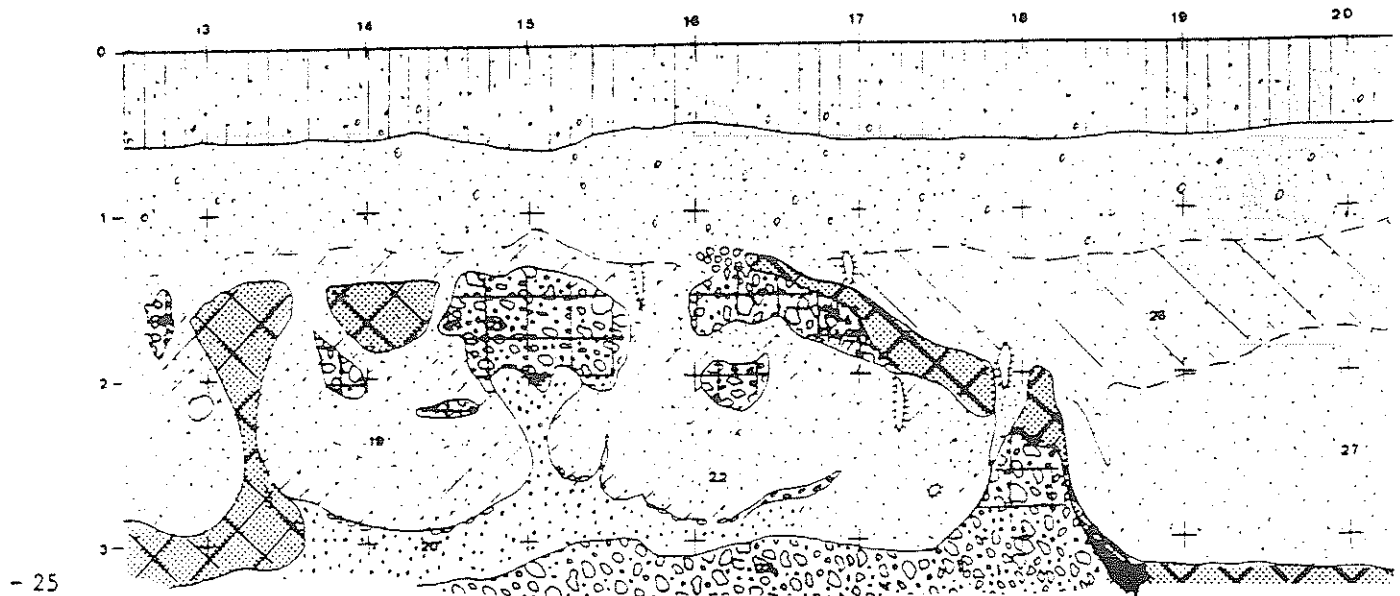
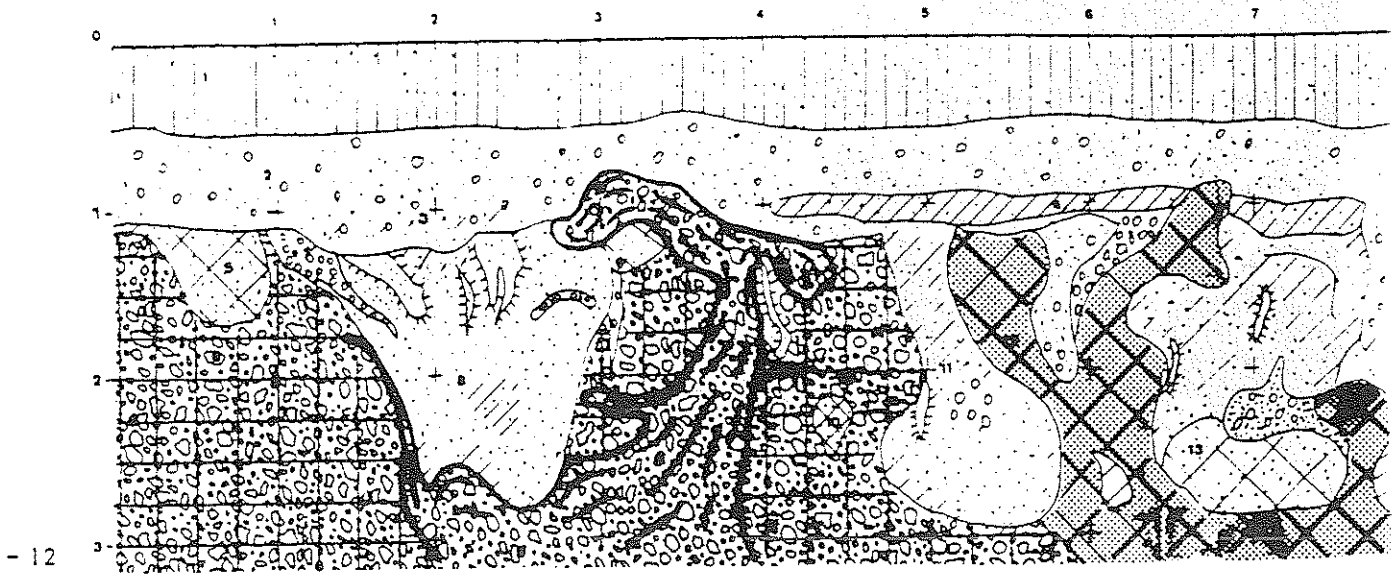
5. DILSEN - MAASLANDIA
(F. GULLENTOPS)



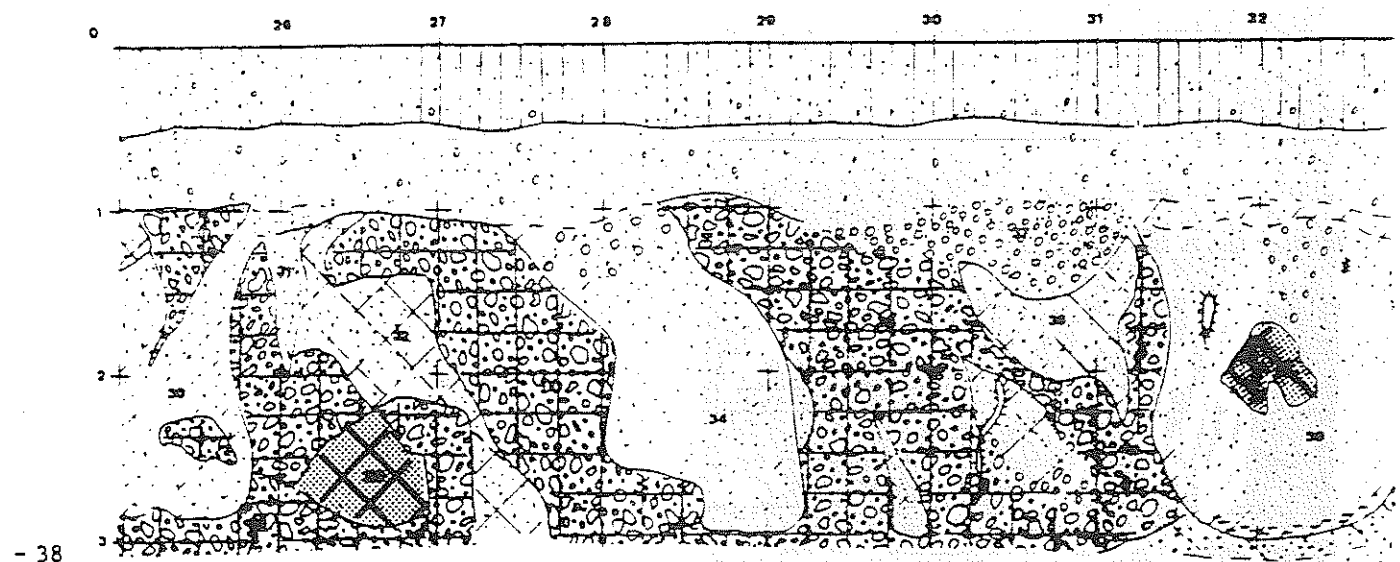
6. DILSEN

/ DORNE

(F. GULLENTOPS)

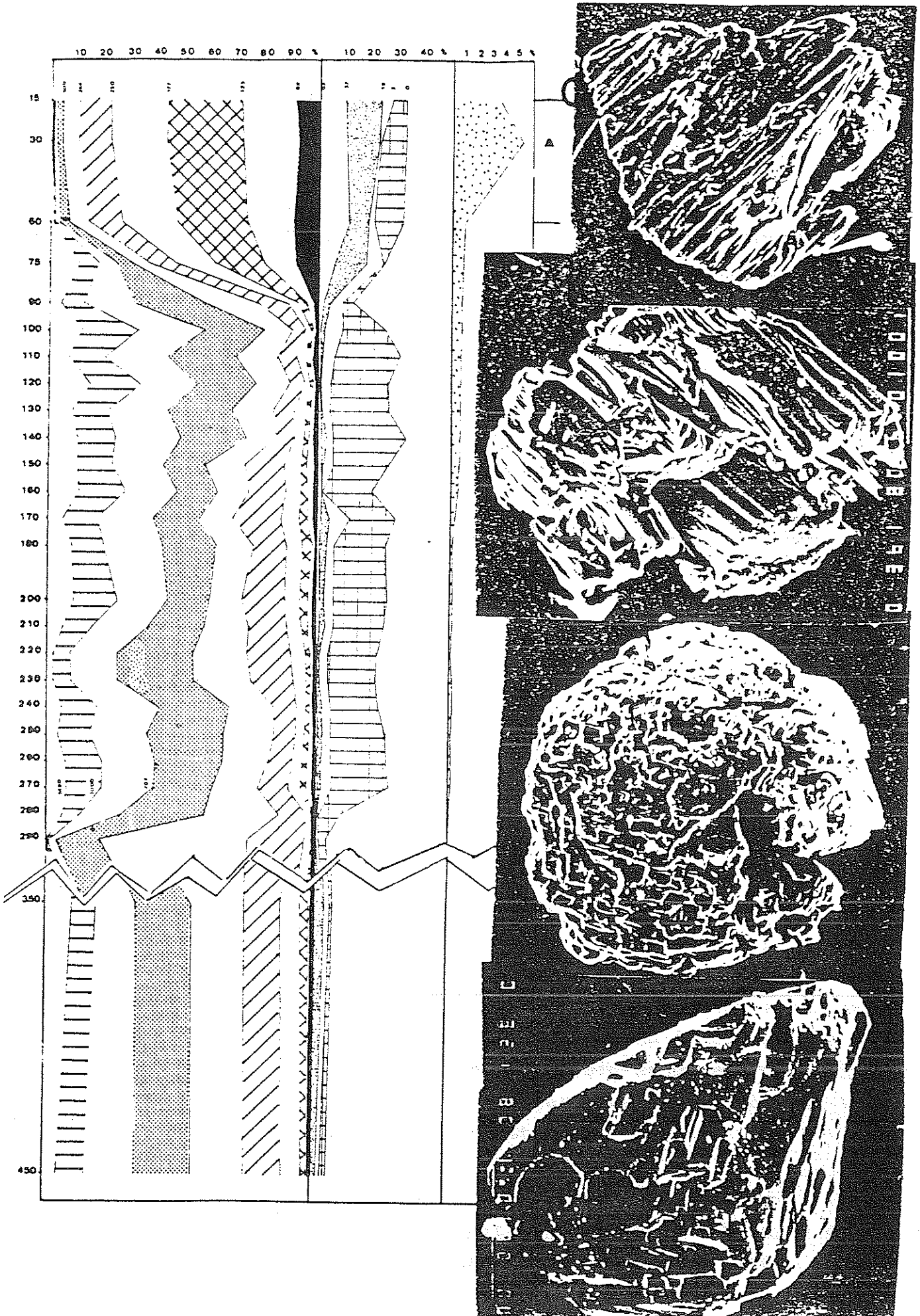


As-soil on Zutendaal Gravel (meuse-Elster)



and posterior phenomena

6. DILSEN / DORNE (F. GULLENTOPS)



30.05.1992

Exkursion in den nördlichen Bereich der Niederrheinischen Bucht
(W. PAAS)

Einführung in das Exkursionsgebiet

Die Ziegeleigruben Gillrath bei Erkelenz und Dreesen bei Mönchengladbach-Rheindahlen (s. Abb. 1) liegen im nördlichen Randbereich der Niederrheinischen Bucht, die durch teilweise mächtige Deckschichten aus Löß und Lößlehm gekennzeichnet ist. Den Untergrund der Bucht bilden in der Regel die oberflächlich stark verwitterten Sande und Kiese der jüngeren Hauptterrasse, in geringerem Umfang sind daran vorwiegend im östlichen Abschnitt (Raum Grevenbroich) auch die Kiese und Sande der Mittelterrassen beteiligt.

Im Übergangsbereich zum Niederrheinischen Tiefland dünnen die Lößablagerungen stark aus, so daß nördlich der Grenzlinie die Deckschicht aus Löß kaum noch mehr als 1,2 m Mächtigkeit erreicht.

Die Bildung einer mächtigen und reich gegliederten Schichtenfolge in den beiden genannten Ziegeleigruben ist auf die besonderen Bedingungen im tektonischen Senkungsfeld der Zentralen Grabenscholle (südliche Teilscholle der Venloer Scholle) zurückzuführen.

Beide Aufschlüsse liegen in den besonders erosionsgeschützten Randlagen dieser tektonischen Einheit. Das gilt auch für die weiter nördlich, bereits im Niederrheinischen Tiefland gelegene Ziegelei-Grube Simon bei Wegberg, die ähnlich wie die Grube Gillrath eine Reihe von fossilen Böden aufweist, die im Gegensatz dazu jedoch trotz der dicht beieinander liegenden Bt-Horizonte aus geringmächtigem Lößlehm vollständige glaziale und interglaziale Serien mit Bodenfließen aus Lößlehm und kiesig-sandigem Hauptterrassenmaterial, Ablagerung von geringmächtigem Löß und Parabraunerdebildung gekennzeichnet ist.

Für den Raum Mönchengladbach beträgt der durchschnittliche Jahresniederschlag 763 mm und die mittlere Jahrestemperatur 9,4 °C (Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen, Zeitraum 1951 - 1980).

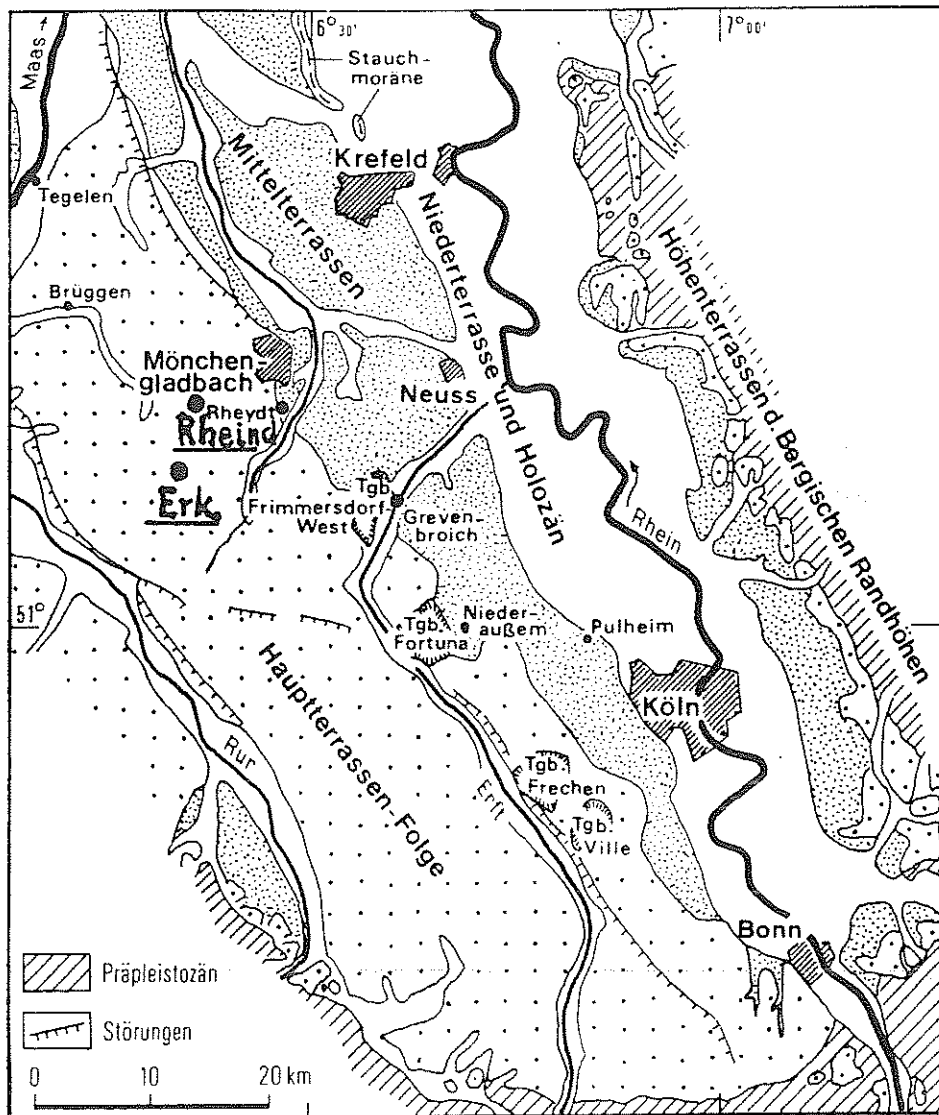
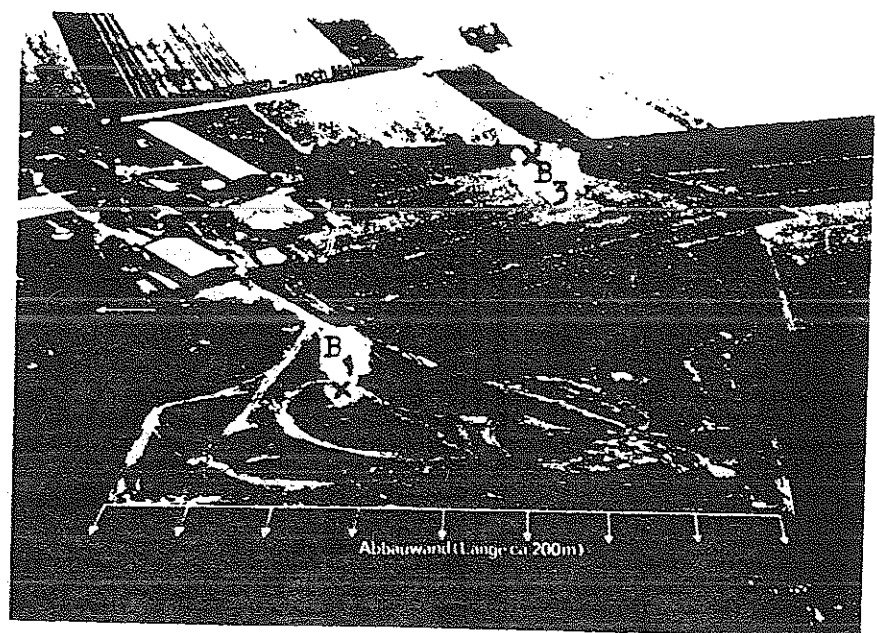


Abb. 1: Lage der Exkursionspunkte:
Rh. Rheindahlen, Erk. Erkelenz (W. PAAS)

Terrassenübersicht der Niederrheinischen Bucht (nach BRUNNACKER et al. 1978).

(W. PAAS)



Rheindahlen
Luftbild der Ziegeleigrube Dreesen von Westen mit Lage der Fundplätze B1 („Westwand-Fundschicht“) und B3 („Ostecken-Komplex“). Freigeg. Reg. Präs. Düsseldorf Nr. OG 813.

Abb. 2:

7. RHEINDAHLEN (W. PAAS)

Ziegeleigrube Dreesen westlich Mönchengladbach-Rheindahlen
(Abb. 2 - 5)

TK 25: 4804 Mönchengladbach, R: 25 25 625, 56 67 390

Die bis 9 m mächtige Schichtenfolge aus durch zwei fossile Parabraunerden gegliedertem kalkfreiem Lößlehm in der Ziegeleigrube Dreesen ist für Mitteleuropa einmalig, da dort auf Grund von Artefaktefunden in 10 Fundhorizonten die altsteinzeitliche Kulturentwicklung vom Alt- bis zum Jungpaläolithikum abgeleitet werden kann (vgl. Tafel 1). Besonders wichtig ist dabei die mittelpaläolithische Formengruppe (Neandertaler), von der sogar ein Siedlungsplatz der ausgehenden Eem-Warmzeit ausgegraben wurde.

Wenig verwitterte Sande und Kiese der altpleistozänen jüngeren Hauptterrasse bilden die Basis der Deckschichten aus Lößlehm.

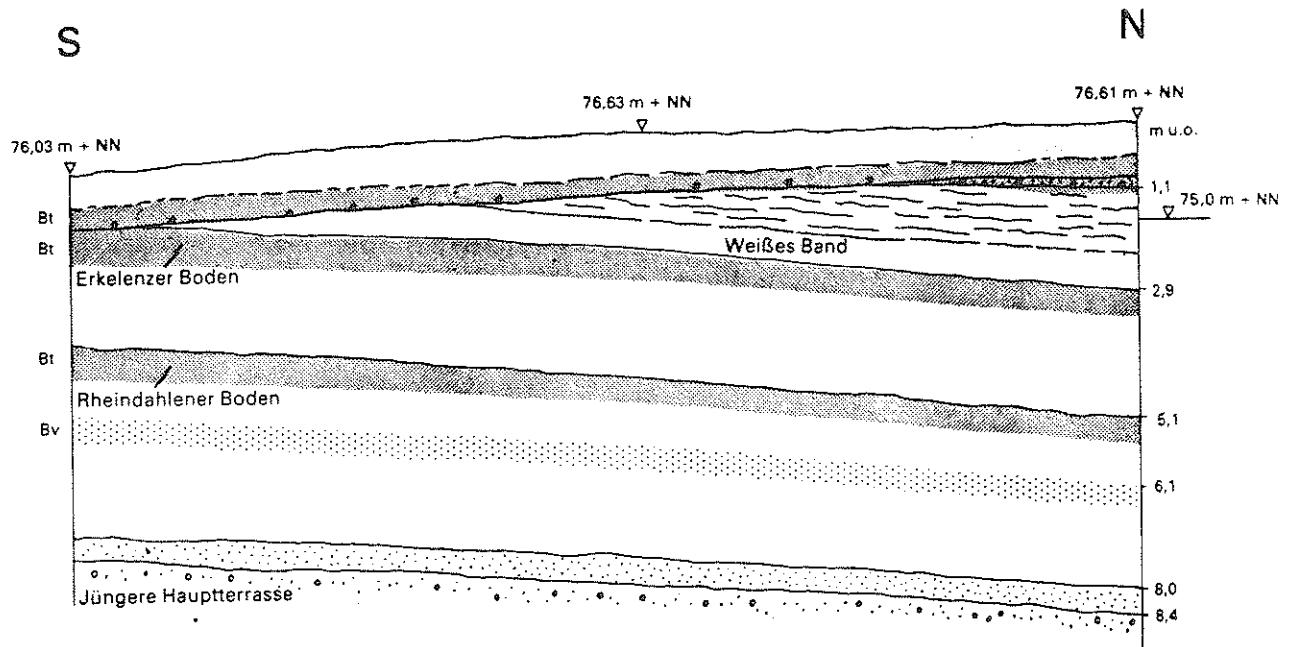
Der tiefste etwa 3 m mächtige Lößlehmabschnitt, der mit dem Rheindahlener Boden abschließt (vgl. Abb. 2 - 5), ist größtenteils stark rostbraun, gelbbraun und fahlgrau marmoriert; er enthält viele Mn/Fe-Konkretionen und hat ein dichtes blättriges Gefüge. Ferner sind wenige senkrechte Kluftflächen vorhanden, die mit Tontapeten ausgekleidet sind.

Im oberen Drittel dieser ältesten Folge ist eine etwa 60 cm mächtige Zone mit gelbbrauner Bodenfarbe und geringer rostbrauner Fleckung eingeschaltet (Bv-Horizont in Abb. 3). Das Bodengefüge wie auch der Tongehalt (ca. 25 % Ton) unterscheiden sich nicht wesentlich von dem Material darüber oder darunter, so daß diese Zone entgegen den Aufnahmen anderer Autoren bodentypologisch als Braunerde mit schwacher Pseudovergleyung angesprochen wird und nicht als Bildung einer ausgeprägten Warmzeit gedeutet wird.

Den oberen Abschluß dieser Lößlehmfolge bildet ein etwa 60 cm mächtiger Tonanreicherungshorizont (SBt) mit kräftig brauner Bodenfarbe, schwacher rostbrauner Fleckung, körnigem Gefüge und schwach ausgeprägten Tonhäutchen auf den Gefügeflächen. Die erhöhten Tongehalte von etwa 30 % lassen auf kräftige Verlehmung

Abb. 3: Mönchengladbach-Rheindahlen, Zgl.-Grube Dreesen,
westliche Abbauwand

Länge der Westwand: 177m



(W. PAAS)

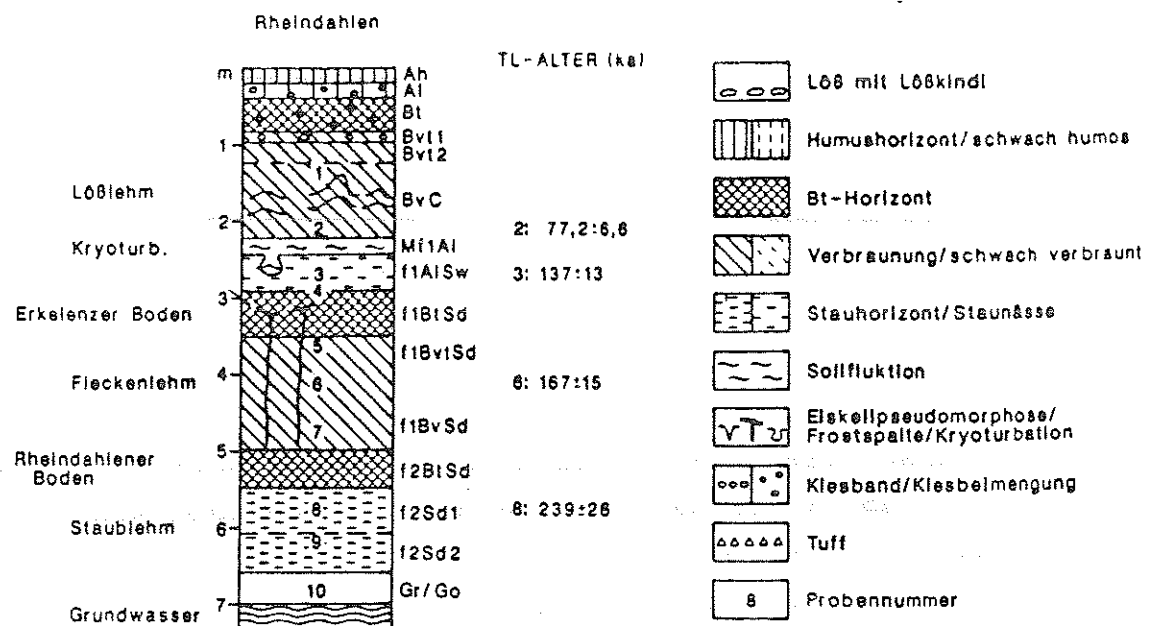


Abb. 4: Profil Rheindahlen (L. Zöller et al. 1987)

im Zuge der Parabraunerdebildung (Rheindahlener Boden) schließen. Der oberflächennahe Abschnitt dieser Parabraunerde ist offenbar abgetragen worden.

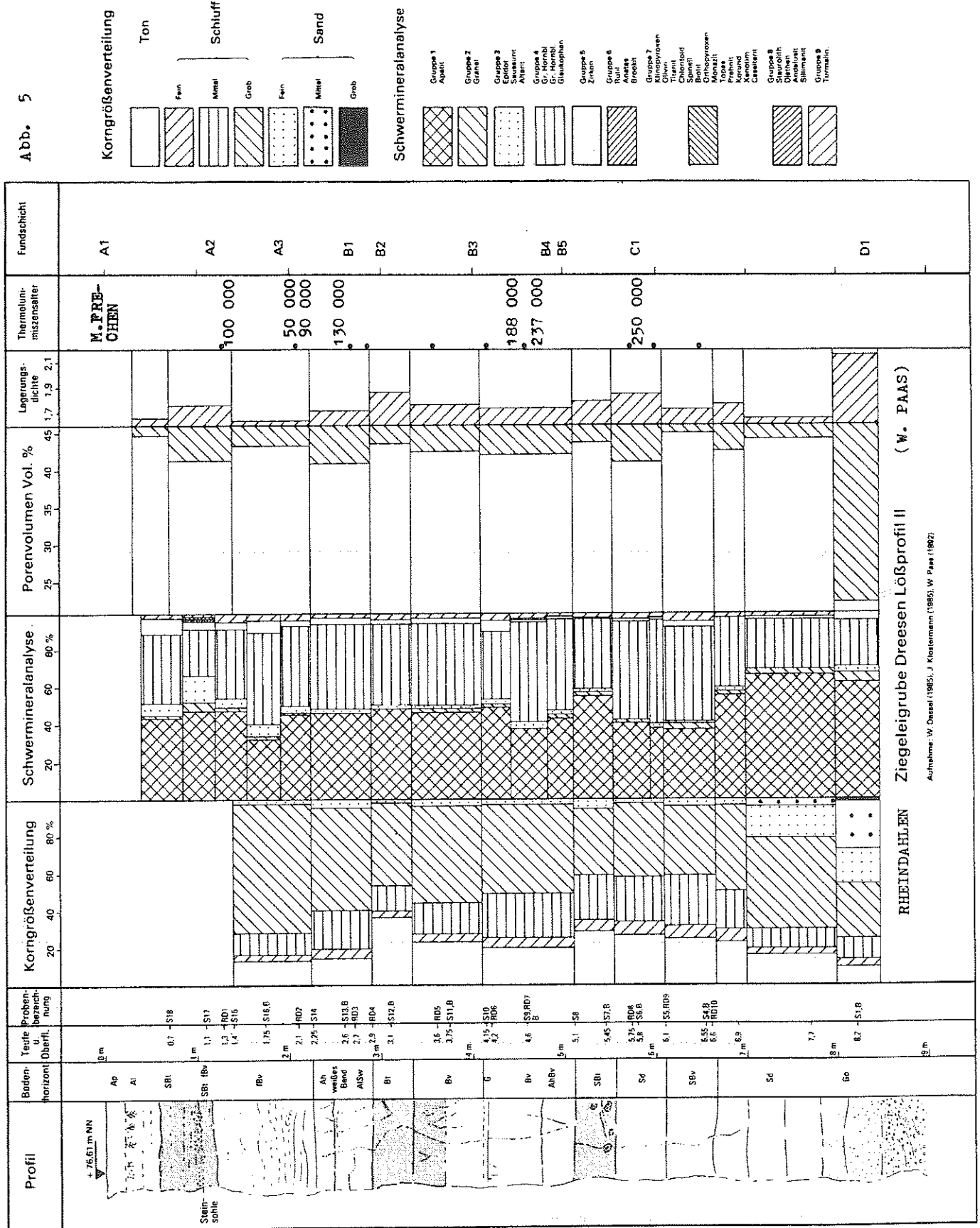
Für das Sediment unmittelbar unterhalb dieses Bt-Horizonts wurde ein TL-Alter von 239 ± 27 ka ermittelt (Zöller et al. 1987), so daß sich eine Einstufung der gesamten Folge in die ältere Phase der Saale-Kaltzeit (Drenthe) anbietet. Diese Abfolge enthält die Fundschichten D1 und C1 (s. Abb. 5).

Darüber schließt sich etwa 200 cm mächtiger Lößlehm mit brauner Bodenfarbe und durchschnittlich 20 % Ton an. Er ist im untersten Bereich sehr schwach humos (AhBv-Horizont in Abb. 5) und enthält im mittleren Bereich einen wenig ausgeprägten Tundragley (GBv). Das Gefüge ist insgesamt blättrig ausgebildet. Als oberer Abschluß ist ein etwa 90 cm mächtiger kräftig-verlehmter Tonanreicherungshorizont (Bt-Horizont mit 35 % Ton) einer Parabraunerde mit kräftig brauner Bodenfarbe entwickelt. Das Gefüge ist körnig-polyedrisch und enthält Tonhäutchen auf den Gefügeflächen.

Dieser ausgeprägte Bt-Horizont gehörte zu der jüngsten fossilen Parabraunerde des Profils, deren Bildung unter anderem auf Grund der archäologischen Funde mit der Eem-Warmzeit verknüpft wird. Diese Einstufung wird ferner durch eine TL-Bestimmung gestützt, die für den Bereich unmittelbar unterhalb dieses Bt-Horizontes ein Alter von 180 000 ka ergab (Zöller et al. 1987). Diese Bestimmung sichert ferner die Einstufung der mittleren Lößlehmfolge zwischen den beiden fossilen Bt-Horizonten in den jüngeren Abschnitt der Saale-Kaltzeit (Warthe), zu dem dementsprechend die Artefakte der Fundschichten B5 - B2 gehören (vgl. Abb. 5 und Verzeichnis der paläolithischen Fundschichten).

Oberhalb dieser eemzeitlichen Parabraunerde, die mit dem Erkelenzer Boden in der Ziegeleigrube Gillrath verknüpft wird, folgt eine etwa 3 m mächtige stark gegliederte ebenfalls ganz entkalkte Folge aus Lößlehm. Sie beginnt mit dem bis 70 cm mächtigen "weißen Band" aus hellgelblichbraunem Lößlehm (Westwand-Fundschicht, B1, Mittelpaläolithikum), der zu einem geringen Teil

Abb. 5



in parautochthoner Lagerung als Al-Material vorliegt, größtenteils jedoch während der beginnenden Weichsel-Kaltzeit überprägt und soliflukktiv verlagert würde. Darüber tritt in Verbindung mit dem Bleichhorizont häufig eine etwa 20 cm mächtige dunkelbraune schwach humose Zone auf, die gemeinsam mit den beiden darunterliegenden Bodenhorizonten einen wertvollen Leithorizont bildet.

Über der Humuszone folgt stark geschichteter bräunlichgelber und fahlgrauer Lößlehm mit der Bodenart lehmiger Schluff, der in der Nordecke der Westwand etwa 1,5 m mächtig ist und von dort aus nach Süden allmählich auskeilt (vgl. Abb. 3).

Das Material enthält rostbraune und fahlgraue Flecken, die sich derzeit im oberen und unteren Abschnitt häufen.

K. Brunnacker (1966) hat ähnliche Merkmale in zwei Naßbodenzone zusammengefaßt, und zwar eine im mittleren Bereich, die er mit dem Paudorfer Interstadial in Beziehung setzte, und eine weitere im oberen Abschnitt.

Oben schließt diese schichtige Folge deutlich mit einer Steinsohle, zum Teil auch mit bis 20 cm mächtigem sandstreifigem Lößlehm ab. Darüber folgt mit sehr gleichbleibender Mächtigkeit die etwa 100 cm mächtige jüngste Deckschicht aus Lößlehm, die in gleicher Weise in den großen Lehmebenen des Niederrheinischen Tieflands (Dülkener und Büttgener Lehmebene, Kempener und Aldekerker Platte) großflächig die Sande und Kiese der jüngeren Hauptterrasse und der Mittelterrassen überlagert. Aus diesem Lößmaterial ist im Spätglazial und Holozän durch Entkalkung, Verlehmung und Tonverlagerung die rezente Parabraunerde entstanden, deren Tonanreicherungs-horizont noch etwa 20 cm bis in den schichtigen Lößlehm des Untergrunds hineinreicht. Aufgrund der Beobachtungen im Aufschluß Rheindahlen bleiben Zweifel, ob unter der Steinsohle eine eigenständige Bodenbildung beginnt. Das kann erst aufgrund eines Vergleichs mit der Ziegeleigrube Gillrath in Erkelenz abgeleitet werden.

Mönchengladbach-Rheindahlen
Ziegeleigrube Dreesen

Paläolithische Fundschichten

- A1 Einzelfunde, exakte Einordnung nicht möglich, Spitze mit geknicktem Rücken könnte auf Jungpaläolithikum oder Endpaläolithikum hinweisen (Cro-Magnon-Mensch)
- A2, A3 Patina-Komplex, Mousterien, Abschläge und Kernsteine in Levallois-Technik, Schaber, starke Streuung von Einzelfunden (Spätmittelpaläolithikum)
- B1 Westwand-Fundschicht, Siedlungsplatz mit 1500 ausgegrabenen Artefakten aus Maasfeuerstein, klingenförmige Abschläge, Klingen mit feinretuschierten Kanten, Schaber, (wahrscheinlich neue mittelpaläolithische Formengruppe des ausgehenden Eem- und des Frühglazials der Weichsel-Kaltzeit)
- B2 Einzelfund, Faustkeil (Jungacheuléen)
- B3 Osteckenkomplex, 10000 Einzelstücke aus Maasfeuerstein, Quarzit, Quarz, Kieselschiefer; Schaber, Doppelschaber und Spitzschaber in Levallois-Technik, Präparationsabschläge, Levalloisklingen, Abschläge in "Clacton-Technik", (älteres Mittelpaläolithikum, größeres Siedlungsareal)
- B4 wenige Feuersteinabschläge (keine Zuordnung möglich)
- B5 Einzelfunde ohne genaue Zuordnung, retuschierte Klinge, Levallois-Kernstein, Abschläge, (stratigraphische Situation spricht für Acheuléen, Mittelacheuléen?)
- C1 2 Quarzgeröllabschläge, 1 angehauenes Quarzgeröll (Hinweis auf Altpaläolithikum entsprechend der stratigraphischen Position)
- D1 2 kg schweres Gangquarzstück im Lößlehm an der Grubensohle (deutet Anwesenheit des Menschen an)

8. ERKELENZ (W. PAAS)

Ziegeleigrube Gillrath östlich von Erkelenz (Abb. 6 - 8)

TK 25: 4904 Titz; R 25 23 340 H 56 60 330

Im Rahmen der Exkursion wird vorwiegend die gut zugängliche Nordostecke der Ziegeleigrube Gillrath aufgesucht. Auf der Sohle der Ziegeleigrube, an der Basis einer etwa 20 m mächtigen stark gegliederten Schichtenfolge aus vorwiegend lehmig-schluffigen Sedimenten, werden stark kryoturbat verwürgte Sande und Kiese der Jüngeren Hauptterrasse abgebaut. Dabei handelt es sich um die revers magnetisierte HT 2/3, für deren Bildung die Zeit von Ende Bavel bis Glazial A der Cromer-Periode in Betracht kommt.

Rostbraune Eisenausscheidungen in den schwach verwitterten und verlehnten Kiesen und Sanden lassen auf ehemalige Bodenbildung und Grundwassereinfluß schließen. Der Grundwasserspiegel ist, unter anderem als Folge der Sumpfungsmaßnahmen des Braunkohlenabbaus, bis unter die Grubensohle abgesenkt worden.

Die schluffig-lehmigen Deckschichten der Ziegeleigrube Gillrath sind im Vergleich zu denjenigen von Rheindahlen mächtiger, sie sind viel stärker differenziert und enthalten in dem tieferen Teil zusätzlich eine weitere sehr stark verwitterte und verlehnte Schichtenfolge. Die Begrenzung zu den unterlagernden Terrassenablagerungen ist sehr deutlich und ausgeprägt.

In diesen Basisschichten ist infolge der verschieden starken Überprägung durch Vergleyung und Pseudovergleyung sowie wegen der starken Verlehmung und des Vorkommens von mehreren Diskordanzen eine Bestimmung der bodentypologischen Entwicklung und der Lagerungsverhältnisse schwierig.

Diskordant über den Hauptterrassenablagerungen liegt eine etwa 1,7 m mächtige stark rostbraun und fahlgrau gefleckte Bodenbildung mit der Bodenart schluffiger Lehm, die wahrscheinlich aus der Verwitterung von Hochflutlehm hervorgegangen ist, für die jedoch Löß als Substrat nicht ausgeschlossen werden kann. Ein im oberen Abschnitt um 5 % auf ca. 27 % erhöhter Tongehalt und ein bereichsweise vorkommender oben abschließender Bleichhorizont

legen die bodentypologische Bezeichnung Pseudogley-Gley nahe.

Den oberen Abschluß dieses Bodens bildet eine Fließerde aus kiesigem lehmigem Sand. Darüber liegt ein Boden aus etwa 1 m mächtigem tonigem Lehm (37 % Ton), der wahrscheinlich bereits aus der Verwitterung von Löß hervorgegangen ist. Bodentypologisch reicht die Entwicklung je nach Position im Gelände von der Pseudogley-Parabraunerde bis zum Pseudogley, wobei die marmorierten, teilweise kräftig gelblichroten Bodenfarben und das dichte Gefüge auf eine braunlehmartige Bodenbildung hinweisen. Darüber folgt stellenweise ein weniger deutlich ausgeprägter Pseudogley aus geringmächtigem Lößlehm. Deutlich entwickelt sind in diesem Profilabschnitt dagegen ein stark verwürgter, stark humoser, zum Teil auch anmooriger Bodenhorizont sowie darüber ein ausgeprägter Gor-Horizont eines Tundrengleys. Die genaue Altersbestimmung dieser stark entwickelten Böden ist nicht möglich, dafür käme mit Vorbehalt der Zeitabschnitt zwischen der Endphase der Cromerzeit und dem Ende der Holsteinzeit in Betracht.

In etwa 15 m Tiefe schließt diese Folge diskordant mit einer ausgeprägten kiesig-sandigen Fließerde ab.

Darüber liegt eine 5 - 7 m mächtige Schichtenfolge aus größtenteils braunem Lößlehm (etwa 20 % Ton), in die mehrere Naßböden eingeschaltet sind. Die Folge endet mit zwei parallel verlaufenden kräftigbraunen Verlehmungszonen, die als Parabraunerden (Bt-Horizonte) anzusprechen sind. Die obere Parabraunerde, für die die Bezeichnung Erkelenzer Boden (Paas 1961) gewählt wurde, ist aus etwa 1,5 m mächtigem Löß entstanden. Der Bt-Horizont dieses Bodens ist mit ca. 33 % Ton kräftiger ausgeprägt als der des darunter liegenden Bodens (ca. 31 % Ton).

Aus diesen Böden wurden im Sommer 1991 nach Absprache zwischen Zöller, Schirmer und Paas Proben für TL-Bestimmungen entnommen; von diesen Untersuchungen kann hier noch kein Ergebnis mitgeteilt werden. Die bisherigen stratigraphischen Gliederungen sind sehr umstritten (vgl. Schirmer 1990). So wird der Erkelenzer Boden einerseits als Bildung der letzten Warmzeit, also der Eem-Warmzeit angesehen (Paas 1961, 1968). Andererseits wird die Bildung dieses

Bodens, über dem noch eine weitere begrabene Parabraunerde nachgewiesen ist, während des vorletzten Interglazials vermutet (Schirmer 1967).

Über dem Erkelenzer Boden liegen regelmäßig konkordant eine Bleichzone, die sich wahrscheinlich aus zu Beginn der folgenden Kaltzeit umgelagertem Oberbodenmaterial zusammensetzt, eine Humuszone mit geringem Humusgehalt und schließlich schichtungsloser geringmächtiger Lößlehm mit einer braunerdeartigen Bodenbildung.

Diese Schichten sind meist nur sehr geringmächtig (jeweils ca. 20 cm). Bei der gemeinsam durchgeführten Probeentnahme im Sommer 1991 wurden in der Bleichzone (SwAl-Horizont) ein Artefakt und in der Humuszone ein aus dem überlagernden braunen Lößlehm hereinreichender Eiskeil angetroffen.

Diese Schichtenfolge ist durch eine weit in den Untergrund hineinreichende Erosion entlang einer quer zur Ostwand ziehenden Rinne bis in etwa 12 m Tiefe unter Oberfläche ausgeräumt worden. Darauf ist die Rinne durch mächtige Schwemmlösse wieder aufgefüllt worden. Ausschließlich in dieser erosionsgeschützten Rinnenlage im Nordstoß ist ein noch intaktes Parabraunerdeprofil mit den Horizonten SwAh, SwAl, SdBt und Bv eingelagert. Die Frage, wie eng Humuszone und der darunter liegende Tonanreicherungshorizont bodengenetisch miteinander verbunden sind, kann hier nicht entschieden werden (s. Abb. 647). Eine von Paas im Jahre 1960 veranlaßte C^{14} -Altersbestimmung ergab ein Alter von (Gro-2675) 48500 ± 1600 Jahren vor heute (Vogel & Zagwijn 1967).

So ist auch die Bewertung dieses Bodens verschieden. Während Schirmer und Streit (1968) ihn als eine Bildung der letzten Warmzeit bezeichneten, sieht Paas (1960, 1968) darin eine lokale auf die Senke beschränkte Erscheinung, die während des Frühglazials der Weichselkaltzeit entstanden ist.

Nach der Bildung der Humuszone wurde die Rinne völlig mit stark geschichtetem kalkhaltigem Löß zugeschwemmt, so daß die Fläche schließlich wieder ganz eingeebnet wurde. So ist der etwa 5 m

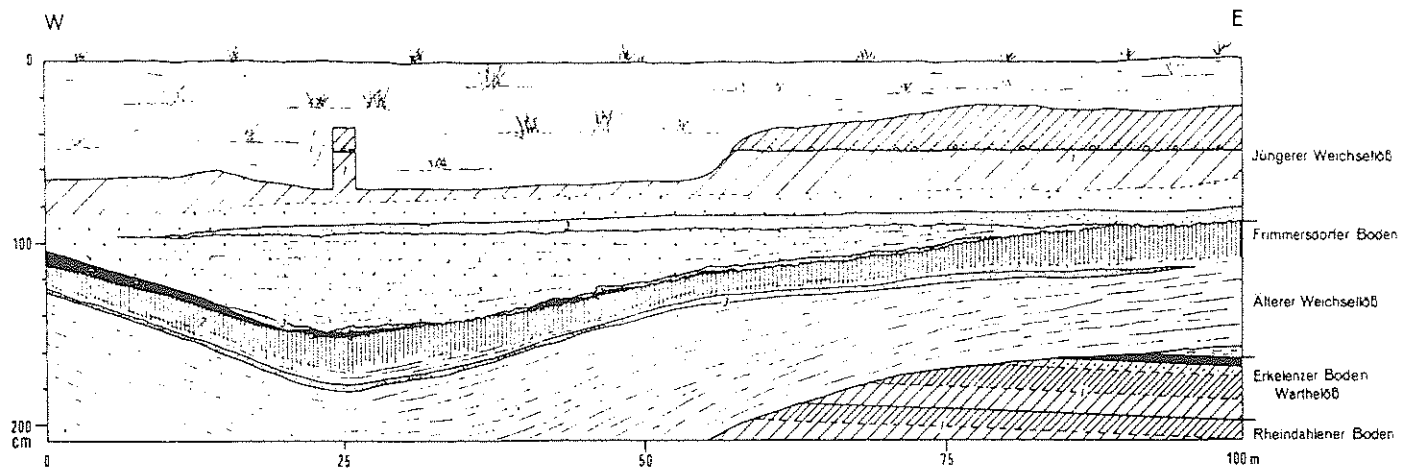


Abbildung 6: Profil im Nordstoß der Ziegeleigrube Gillrath bei Erkelenz. (W. PAAS)
 1 Parabraunerde 2 Pseudogley-Parabraunerde und Braunerde 3 Tundragley

mächtige jüngste Löß im ganzen Grubenbereich wieder gleichartig entwickelt. An der Basis enthält er einen i. a. noch kalkhaltigen Tundrengley, und auf halber Höhe ist er durch eine Steinsohle und stellenweise durch Sandeinlagerungen zweigeteilt. Die mit der holozänen Parabraunerdebildung verbundene Entkalkung reicht bis etwa 4 m Tiefe.

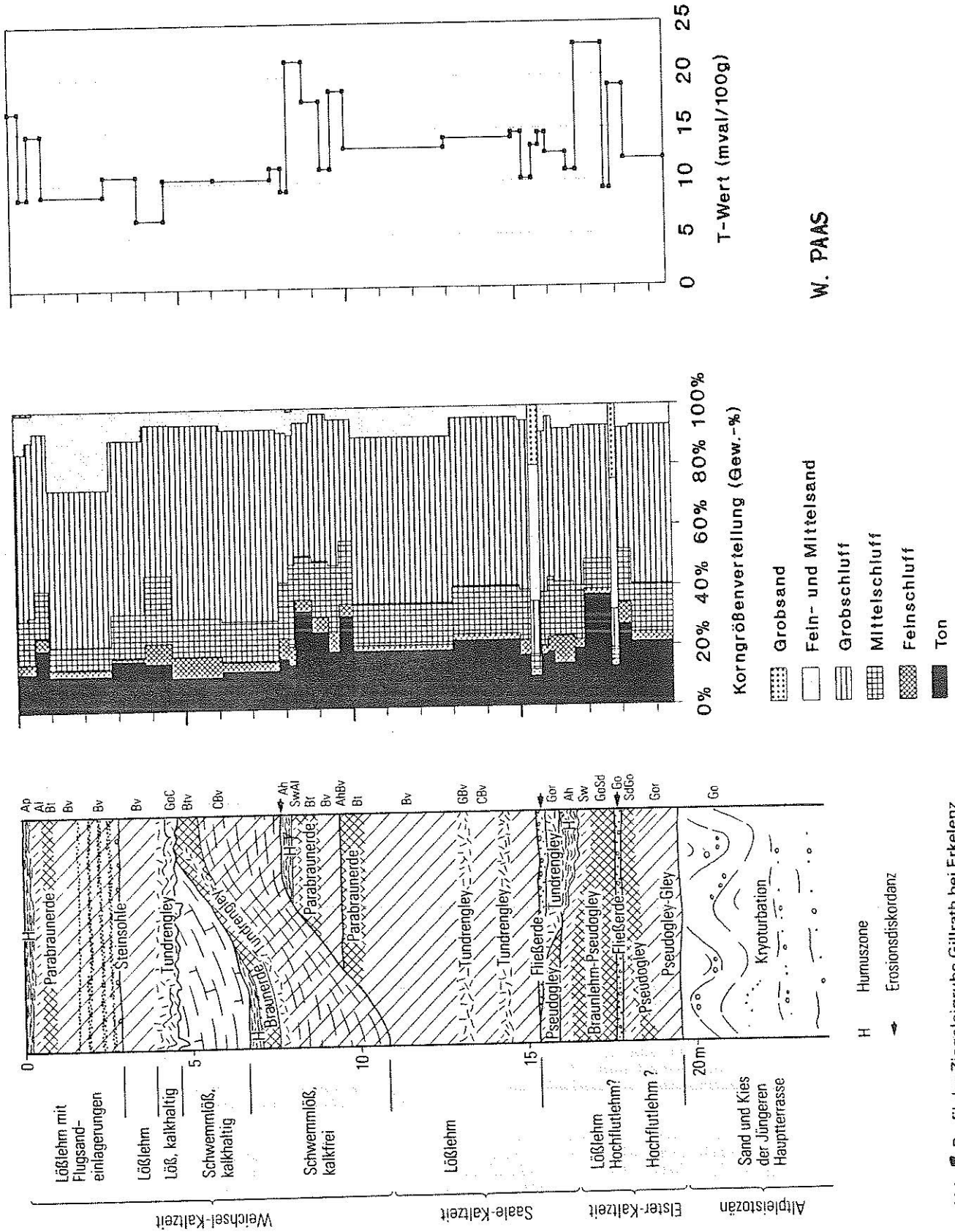


Abb. 7: Profil der Ziegleigrube Gillrath bei Erkelenz

Literaturverzeichnis

- BOSINSKI, G. (1966): Der paläolithische Fundplatz Rheindahlen. - Stadtkr. Mönchengladbach. Prähist. Zeitschr. 43 - 44: 312 - 316.
- BOSINSKI, G., BRUNNACKER, K., SCHÜTRUMPF, R., & RÖTTLÄNDER, R. (1966): Der paläolithische Fundplatz Rheindahlen, Ziegelei Dreesen-Westwand. - Bonner Jahrb. 166: 318 - 360.
- BRUNNACKER, K. (1967): Grundzüge einer Löß- und Bodenstratigraphie am Niederrhein. - Eiszeitalter u. Gegenw., 18: 142 - 151, 2 Abb.; Öhringen.
- BRUNNACKER, K. (1978): Gliederung und Stratigraphie der Quartärterrassen am Niederrhein. - Kölner geogr. Arb., 36: 37 - 58, 4 Abb., 1 Tab.; Köln.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1954): Fossile Böden im nördlichen Rheinland. - Z. Pflanzenern., Düngung, Bodenkd., 65, 110: 81 - 103; Weinheim (Bergstraße).
- PAAS, W. (1961): Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. - Eiszeitalter und Gegenwart, 12: 165 - 230; Öhringen.
- PAAS, W. (1968 a): Stratigraphische Gliederung des Niederrheinischen Lösses und seiner fossilen Böden. - Decheniana, 121 (1/2): 9 - 38; Bonn.
- PAAS, W. (1968 b): Gliederung und Altersstellung der Löss am Niederrhein. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 16: 185 - 196; Krefeld.
- PAAS, W. (1982): Fossile Böden auf den Rhein-Terrassen und deren Deckschichten in der Niederrheinischen Bucht. - Geol. Jb., F 14: 228 - 239; Hannover.
- SCHIRMER, W. (1974): Mid-Pleistocene gravel aggradations and their cover-loesses in the southern Lower Rhine Basin. - IGCP project 73/1/24: Quaternary glaciations in the northern hemisphere, report no. 1: 34 - 42; Prague (INQUA).
- SCHIRMER, W. (1974): Das Frimmersdorfer Interglazial. - In: WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter: 267 - 270, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Koehler).
- SCHIRMER, W., & STREIT, R. (1967): Die Deckschichten der niederrheinischen Hauptterrasse bei Erkelenz. - Sonderveröff. geol. Inst. Univ. Köln, 13 (Schwarzbach-Heft): 81 - 94, 1 Abb., 1 Tab.; Köln.
- SCHNÜTGEN, A., BOENIGK, W., BRUNNACKER, M., KOCI, A., & BRUNNACKER, K. (1975): Der Übergang von der Hauptterrasse zur Mittelterrasse am Niederrhein. - Decheniana, 128: 67 - 86, 12 Abb.; Bonn.
- STREME, H. E. (1986): Die Korrelation quartärer Paläoböden in Nordwest-Deutschland. - Z. Geomorph., N. F., Supp.-Bd. 61: 89 - 100; Berlin, Stuttgart.
- STREME, H. E. (1989): Thermoluminescence dating of the pedostratigraphy of the Quaternary period in NW Germany. - Geoderma, 45: 185 - 195; Amsterdam.
- THIEME, H. (1975): Die altsteinzeitlichen Funde der letzten und vorletzten Eiszeit aus Rheindahlen. - Kölner Römer-Illustrierte 2, 23 - 25.
- THIEME, H. (1976): Der altsteinzeitliche Fundplatz Rheindahlen-Ostecke der Ziegeleigrube Dreesen, Stadt Mönchen-Gladbach. Rheinische Ausgrabungen '75. - Das Rheinische Landesmuseum, Sonderheft (1976) 21 f.
- ZÖLLER, L., STREME, H., & WAGNER, G. A. (1988): Thermolumineszenz-Datierung an Löß-Paläoboden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein/Bundesrepublik Deutschland. - Chem. Geol. (Isotope Geosc. Section) 73: 39 - 62; Amsterdam.

7.1 Das Lößprofil von Rheindahlen/Niederrhein

Wolfgang SCHIRMER & Ludger FELDMANN

Im Bereich der linksrheinischen Hauptterrassen des Rheins liegt am südlichen Ortsrand von Mönchengladbach–Rheindahlen die Ziegeleigrube DREESSEN (Abb.1). Zusammen mit der ehemaligen, nahe nordöstlich gelegenen, heute für Sportanlagen genutzten Ziegeleigrube DAHMEN galt beiden Gruben seit langer Zeit großes Interesse im Hinblick auf die Lößgliederung und auf reiches altsteinzeitliches Fundinventar. Die vorliegenden Untersuchungen stellen teilweise ein höheres Alter der Lößdeckschichten und damit des paläolithischen Fundinventars vor.

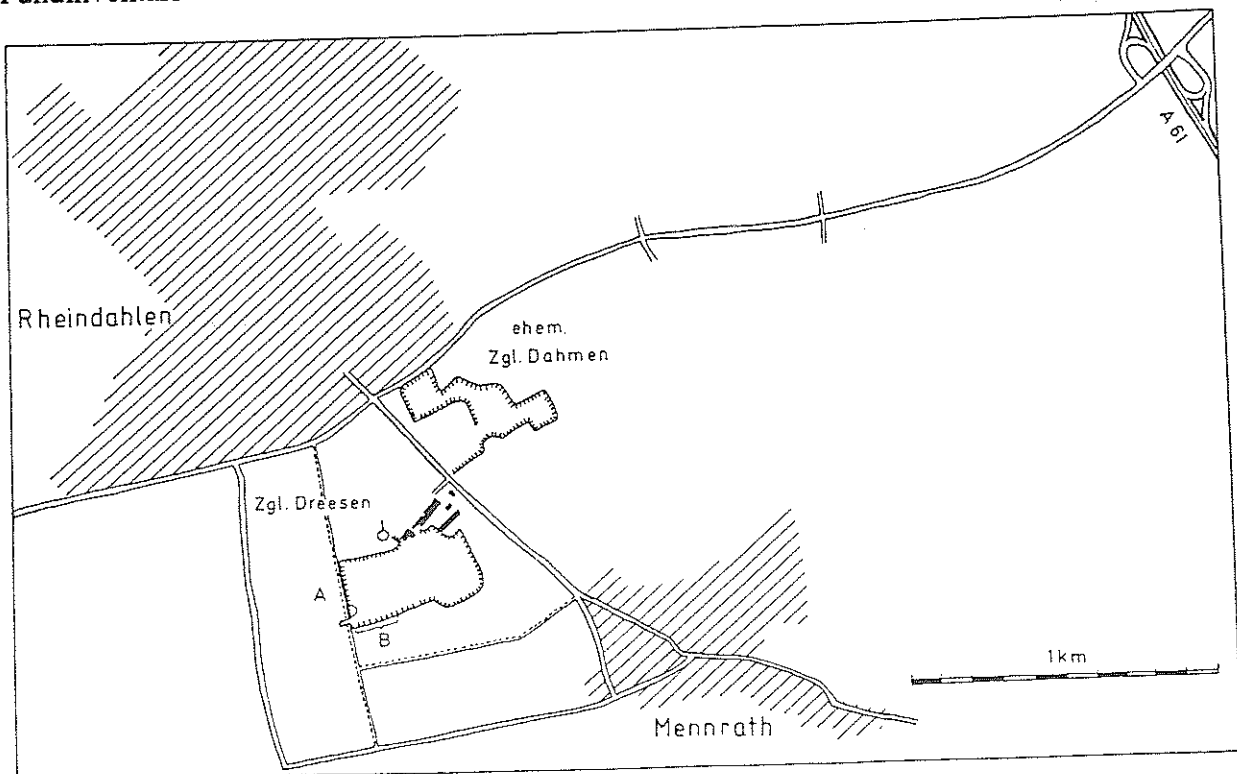


Abb.1 Lageskizze der Ziegeleigruben in Rheindahlen

1. Forschungsstand

Bis in die 50er Jahre wurden die Lößdeckschichten der dortigen Hauptterrasse durch KAHRs (1951) und STEUSLOFF (1951) in den letztglazialen Jüngeren Löß und den Älteren Löß zweigeteilt. Dabei erwies sich der Ältere Löß als durch bis zu drei Böden weiter untergliederbar. Diese Grundgliederung wird durch die späteren Bearbeitungen von PAAS (1961) und BRUNNACKER (1966, 1973, 1981) bestätigt. Während allerdings KAHRs und STEUSLOFF den Älteren Löß insgesamt der vorletzten Eiszeit ("Riss-Eiszeit") zuordnen, ordnet PAAS der Warthe-Eiszeit im Sinne der vorletzten Eiszeit, ordnet BRUNNACKER den Älteren Löß drei dem Würm vorangehenden Kaltzeiten zu.

Bei einer Begehung der Grube DREESSEN im Sommer 1991 fand W. SCHIRMER, daß der Oberflächenboden im gesamten Grubenbereich reliktscher Parabraunerde aufsitzt (nach Farbe

und Intensität ungewöhnlich kräftiger B_1 -Horizont, lokal fossile A_1 -Horizontreste, ungewöhnlich starke Staunässebildung unter dem A_p -Horizont der Oberfläche). Daraus mußte folgen, unterstützt durch die abweichende Würmlößausbildung, wie sie von den oben genannten Autoren von hier beschrieben wird, daß das Rheindahlener Lößprofil älter eingestuft werden müsse. Dies war Anlaß für eine Überprüfung des Gesamtaufbaus der einigermaßen verwachsenen Lößwände, die gemeinsam mit L. FELDMANN durchgeführt wurde.

2. Die Lößdeckschichten der Ziegeleigrube DREESEN

Bearbeitet wurden die Westwand (Abb.2 Profil A), der kleine derzeitige Abbau in der SW-Ecke der Grube (Abb.2A) und der Westteil der Südwand (Abb.2 Profil B). Beide Wände sind locker bewachsen und nur durch Schürfe einzusehen. Wie die Wandprofile Abb.2AB zeigen, erschließt die Westwand vier größere Sedimentationsabschnitte (I – IV), deren jeder mit kräftigem Boden (Parabraunerde) abschließt. An der Südwand laufen die oberen beiden Abschnitte zusammen, so daß die Böden von Abschnitt II – IV aufeinander sitzen. Die beste Profildifferenzierung ergibt daher die Westwand.

Profilaufbau (vgl. Abb.2 und 3, sowie die Profiltex te im Anhang)

Der liegende **Hauptterrassenschotter** liegt im Bereich der Süd wand etwa 6 m unter Flur. Von dort taucht er nach Norden hin ein. Bei Meter 33 der Westwand (Profil 4) erreichte eine Handbohrung bis 9,30 m unter Flur (3,5 m unter der Grubensohle) nur vergleyte Rinnenfüllung. Der Nordteil der Westwand liegt also über einer **Rinne** in der Hauptterrasse, die das gesamte Deckschichtenprofil mitprägt.

Erbohrt wurden über der Hauptterrasse lehmige Mittel- bis Feinsande, die basal zunehmend kiesig, nach oben zunehmend feiner werden, im Süden gleyfleckig, in der Rinne völlig vergleyt sind.

Im Bereich der Grubensohle beginnt der Aufwuchs von Lössen und damit der

Deckschichtenabschnitt I

Er wird 1,7 m mächtig. Er besteht aus Lößfließerden, die basal stärker feinsandig, nach oben zunehmend schluffiger werden. Die tiefste Lößfließerde ist als Naßboden des Haftnässepseudogleytyps (N_s) auf braunem Bodenmaterial entwickelt (vgl. SCHIRMER 1990a: 107; 1991: 73). Es folgt eine braune Fließerde. Entweder ist auf ihr ein Brauner Boden entwickelt, wie er als Interstadialboden in Lössen, etwa dem Mittelwürmlöß, häufig bekannt ist, oder ein solcher Boden ist als Fließerde verlagert worden. Parabraunerdematerial enthält er nicht. Über einer weiteren Fließerde mit Naßboden beschließt ein B_1 -Horizont den Abschnitt I, dessen tiefste Tondurchschlämmungen den gesamten Abschnitt I überprägen, so auch die braune Fließerde. Die Oberfläche dieses Bodens zeichnet die Rinnenform in der Hauptterrasse noch nach. Dieser 4. B_1 -Horizont, von oben gezählt, entspricht dem Rheindahlener Boden von PAAS (1961: 212) und dem 3. B_1 in THIEME et al. (1981: 42).

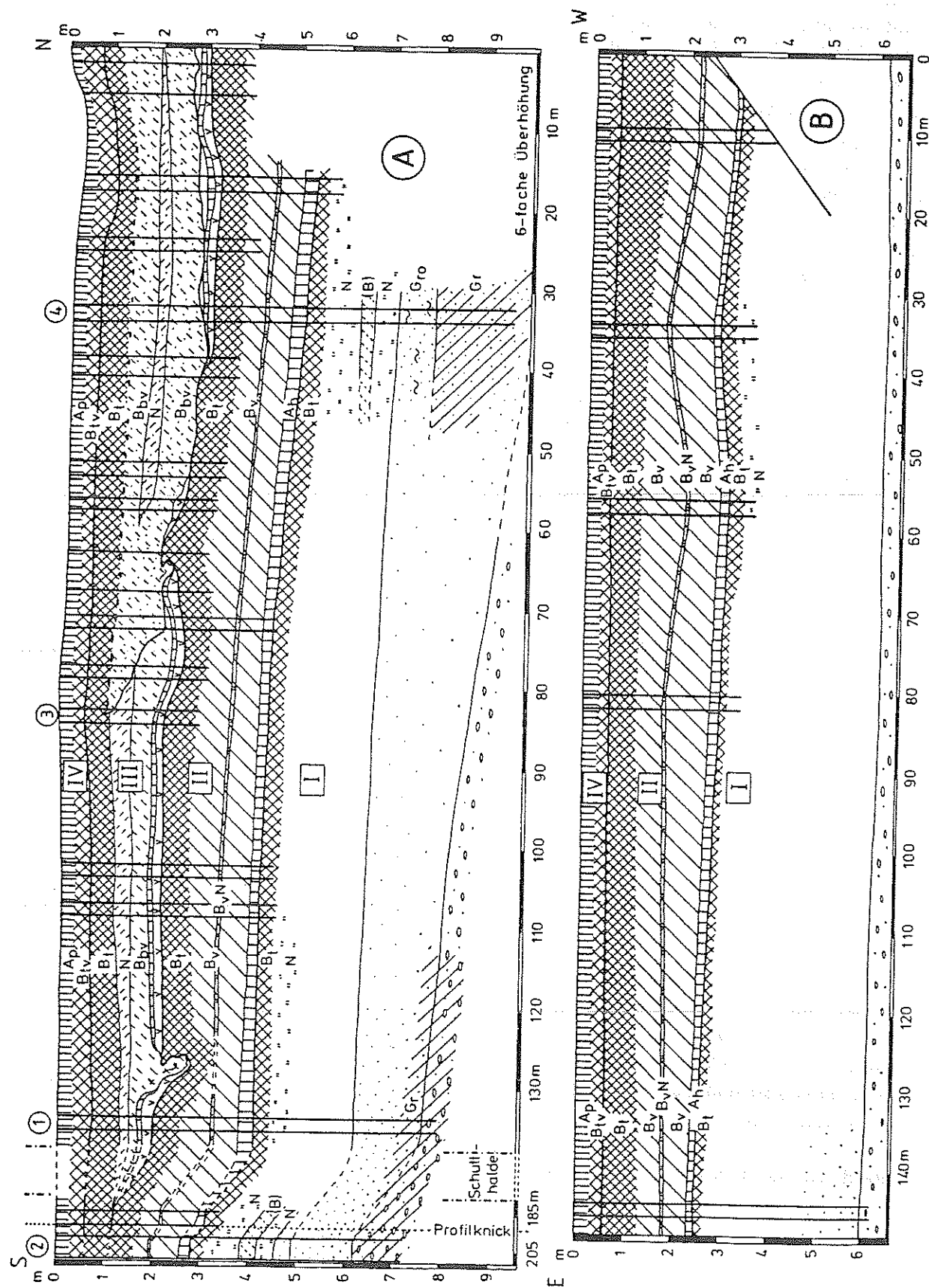


Abb. 2: Wandskizzen der Ziegeleigrube Rheindahlen A = Westwand, B = Südwand, Lage in Abb. 1

Deckschichtenabschnitt II

Mächtigkeit bis 2 m. Der 4. B_1 -Horizont ist oberflächlich etwas umgelagert und trägt eine bis 25 cm dicke zart braun getönte Humuszone. Der darüberfolgende verlehmt Löß ist durch weiße Schluffflecken gekennzeichnet (Fleckenlehm bei BRUNNACKER. SCHIRMER hat diesen Lehm auch als Schluffschmitzenlehm bezeichnet; vgl. SCHIRMER & STREIT 1967: 85). Knapp unter der Mitte dieses Lößpaketes durchzieht den Löß horizontgetreu ein 4–5 cm dickes graues Bändchen, das Reduktionsmerkmale zeigt. Nach Ausbildung und Profilposition enthält es die Erkelenzer Tephra (SCHIRMER 1992, dieser Führer). Abschnitt II wird durch den kräftigsten und auffallendsten B_1 -Horizont der Grube abgeschlossen. Auch er zeichnet an der Westwand die Rinnenform der Hauptterrasse noch deutlich nach. Nach S hin wird er aufsteigend zum Bestandteil des Oberflächenbodens. Dieser 3. B_1 -Horizont entspricht dem Erkelenzer Boden von PAAS (1961: 212) und dem 2. B_1 in THIEME et al. (1981: 42).

Deckschichtenabschnitt III

Mächtigkeit bis 1,6 m, in der Rinne bis 2,3 m. Auch der 3. B_t -Horizont ist oberflächlich etwas umgelagert, desgleichen sein parautochthoner S_wA_1 -Horizont. Ihm folgt eine bis 15 cm starke graubraune Humuszone. Der Löß darüber trägt wie in Abschnitt II die Fazies der weißen Schluffflecken. Von ihm aus reichen tiefe Verwürgungen bis in den 3. B_1 -Horizont hinein. Wenige dm über der Lößuntergrenze liegt ein bis 50 cm dicker Naßboden des Gleytyps (N_G). Von seinem höheren Niveau aus schneidet sich im Nordteil der Westwand eine Rinne 1,7 m tief ins Liegende bis auf den 3. B_t -Horizont hinab, die Rinnenform der Hauptterrasse wiederum nachzeichnend. Sie enthält basal vergleyten Feinsand und feinsandigen Lehm, stellenweise stark verwürgt, im Mittelteil ein schmales Gleyband, im höheren Teil feinsandigen verlagerten Löß und sogar eine dünne Kies-Sand-Lage. Schließlich wird der Abschnitt von Löß eingedeckt, auf dem sich ein rotbrauner B_1 -Horizont gebildet hat. Stellenweise sind von ihm noch Reste eines A_1 -Horizontes erhalten. Dieser 2. B_1 -Horizont entspricht zum Teil der Frimmersdorfer Bodenbildung von PAAS (1961: 212) und dem tieferen Teil des 1. B_1 in THIEME et al. (1981: 42). Der Deckschichtenabschnitt III keilt nach Süden hin aus. An der gesamten Südwand ist er nur noch durch Reste seines abschließenden B_1 -Horizontes erhalten.

Deckschichtenabschnitt IV

Mächtigkeit bis 70 cm. Über dem rotbraunen kräftigen 2. B_1 -Horizont oder seinen hangenden A_1 -Horizontresten folgt ein Löß, der zu einem braunen B_{iv} -Horizont umgeformt ist. Die dunklen Tonhäute auf Gefügeflächen sind wesentlich schwächer als im stärker rot gefärbten 2. B_1 -Horizont. Maximal 40 cm sind von diesem B_{iv} -Horizont erhalten, meist weniger. Darüber folgt der A_p -Horizont der Ackeroberfläche. Über dem stauenden liegenden 2. B_1 -Horizont ist der Boden örtlich sehr vernäßt ($B_{iv}S_w$), so daß den 2. B_1 auffallend kräftige S_d -Fahnen durchziehen.

Grob betrachtet erscheinen also an der gesamten Westwand der 1. und 2. B_1 als ein Boden, an der Südwand der 1., 2. und 3. B_1 als ein Boden.

3. Stratigraphische Folgerungen

Die zeitliche Einstufung des Profils kann nur von jung nach alt, von oben nach unten erfolgen. Dabei wurde und wird neben der Lößfazies den Böden eine besondere Rolle zugeschrieben:

3.1 Deckschichtenabschnitt III – IV

PAAS und BRUNNACKER stufen unter Zusammenfassung des 1. und 2. B_t -Horizontes zu einem Oberflächenboden die Abschnitte III und IV in das Würm und Holozän ein, wir dagegen nur den Abschnitt IV. Gegen eine Zusammenfassung der Parabraunerden 1. B_t und 2. B_t zu einer einzigen, der holozänen, spricht folgendes:

- Über dem 2. B_t sind S_wA_1 -Reste und darüber noch einmal verbrauchtes Material mit Tondurchschlammung (B_w) vorhanden.
- Der obere B_w ist schwächer als der untere B_t . Die Bodenbildungsintensität nimmt aber normalerweise von oben nach unten ab. Hier nähme sie zu.
- Für die Normalausbildung aller bekannten holozänen Parabraunerden auf Löß des Niederrheins ist der 2. B_t ungewöhnlich kräftig ausgebildet.
- Die konsequenterweise entstandene Staunässebildung auf dem fossilen bis reliktsichen 2. B_t -Horizont wäre ungewöhnlich stark für eine rezente Staunässebildung über einer Parabraunerde auf Löß in Plateauposition.
- Die Mächtigkeit bis 70 cm des Abschnitts IV wäre für den A_1 - und A_h -Horizont einer Parabraunerde zu hoch. Gegen die Möglichkeit, das Material des Abschnitts IV wäre sekundär, eventuell anthropogen bedingt, abgelagert worden, spricht die Lage der Grube in erhöhter Plateauposition, wo eher mit Dezimierung des Abschnitts IV im Zuge Jahrtausendealter Beackerung gerechnet werden muß als mit Auftrag.

Für ein Präwürmalter des Lösses des Abschnitts III spricht folgendes: Der Löß ist gänzlich verlehmt. Er liegt in der Fazies des Schlufffleckenlehmes vor (ebenso wie Abschnitt II); beides ist unüblich für den Würmlöß. Sein Schwermineralspektrum weicht nach JUVIGNÉ (in THIEME et al. 1981: 45) von dem des belgischen in etlichen Punkten ab. TL-Daten aus dem Abschnitt III ergeben TL-Alter, wie sie üblicherweise für Präwürmlösse erzielt werden: Daten aus dem etwas verlagerten S_wA_1 -Horizont an der Basis des Abschnitts III: 137 ± 13 ka nach ZÖLLER et al. (1988: 50) und 163 ka nach FRECHEN (1991: 50). Daten aus dem Löß darüber: $77,2 \pm 6,6$ bis ca. 120 ka nach ZÖLLER et al. (1988: 50) und ZÖLLER (1989: 109) und 99–103 ka nach FRECHEN (1991: 50). Bei den Lößdaten ist die genauere Herkunft aus dem Abschnitt III, etwa von außerhalb oder innerhalb der Rinne in III, unklar.

3.2 Deckschichtenabschnitt I und II

Nach Profilausbildung und Mächtigkeit entspricht der Abschnitt 4. B_t -Horizont – Löß II – 3. B_t -Horizont dem Erft-Doppelbodenkomplex, der von Erkelenz (SCHIRMER 1990 b: 144) und Frimmersdorf (SCHIRMER 1974: 36) beschrieben wurde (SCHIRMER 1992). Das Mindestalter dieses Doppelinterglazials ist vorletztinterglazial.

Der Braune Boden im Fließerdeabschnitt I (innerhalb der Folge Naßboden – Brauner Boden – Naßboden) ist im besten Falle als Interstadialboden anzusehen, der mehr oder weniger umgelagert ist. Es handelt sich keinesfalls um einen interglazialer Boden, wie durch BRUNNACKER (1973: 1 und 1981: 42) dargestellt wird. Daß dieser 4. B_t -Horizont

BRUNNACKERs tatsächlich der hier dargestellten Braunen Fließerde entspricht, geht aus den Mächtigkeitsverhältnissen und Profildarstellungen hervor. Die vorhandenen B_1 -Merkmale in diesem Boden sind eindeutig sekundär von unserem 4. B_1 -Horizont darüber ableitbar. Damit entfällt der Grund, den Abschnitt I zwei verschiedenen Glazialen zuzuordnen.

Mit dieser Umstufung entsteht folgende Altersgliederung der Lößdeckschichten in Rheindahlen:

Löß-Fundkomplex-Gliederung nach THIEME et al. (1981)		Lößgliederung SCHIRMER & FELDMANN	
A	<i>Holozän</i>	IV	<i>Holozän</i> Würm
	Würm-Eiszeit	III	Mindestalter: <i>Eem</i> 2. Kaltzeit v.h.
B	<i>letzte Warmzeit (Eem)</i> "Riß-Eiszeit"	II	<i>Doppel-</i> Zwischenliegende Kaltphase
C	<i>vorletzte Warmzeit</i> "Mindel-Eiszeit"	I	<i>Interglazial</i> ----- 3. Kalt-
D	<i>Warmzeit</i> Eiszeit		<i>Interstadial</i> zeit v.h.

Der oberste Löß (III) wird damit um ein Glazial älter eingestuft. Der mittlere Löß (II) wird auch älter, vor das Riß im Sinne THIEME et al. eingestuft, in eine Kaltphase während des Doppelinterglazials. Der tiefere Löß (I) wird im höheren Teil als gleich alt mit THIEME et al. angesehen. Für den tieferen Teil ergibt sich aber kein Hinweis auf höheres Alter, wie bei THIEME et al. angenommen.

Literatur

BOSINSKI, G. & BRUNNACKER, K. (1973): Eine neue mittelpaläolithische Fundschicht in Rheindahlen. – Arch. Korrespondenzbl., 3: 1–6; Mainz.

BRUNNACKER, K. (1966): Das Profil "Westwand" der Ziegeleigrube Dreesen in Rheindahlen. – Bonner Jb., 166: 344–356; Bonn.

--- (1973): in BOSINSKI & BRUNNACKER.

--- (1981): in THIEME et al..

FRECHEN, M. (1991): Thermolumineszenzdatierungen an Lössen des Mittelrheingebiets. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **79**: 1–140; Köln.

KAHRS, E. (1951): Die Gliederung des Lösses an Ruhr und Niederrhein und die Stratigraphie der Fundstelle Rheindahlen. – Bonner Jb., **151**: 47–49; Bonn.

PAAS, W. (1961): Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. – Eiszeitalter und Gegenwart, **12**: 165–230; Öhringen.

SCHIRMER, W. (1974): Mid-Pleistocene gravel aggradations and their cover-loesses in the southern Lower Rhine Basin. – IGCP project 73/1/24: Quaternary glaciations in the northern hemisphere, report no. **1**: 34–42; Prague (INQUA).

--- (1990a): Schwalbenberg südlich Remagen. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – deuqua-Führer, **1**: 105–108; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).

--- (1990b): Löß und Paläoböden in Erkelenz. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. – deuqua-Führer, **1**: 144–147; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).

--- (1991): Würmzeitliche Paläoböden am Mittelrhein. – 10. Tagung des Arbeitskreises "Paläoböden" der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft vom 30.5.–1.6.1991 in Bonn, Programm und Exkursionsführer: 70–83; Münster, Bonn, Düsseldorf.

--- (1992): Doppelbodenkomplexe in Erkelenz und Rheindahlen. – Dieser Führer.

SCHIRMER, W. & STREIT, R. (1967): Die Deckschichten der niederrheinischen Hauptterrasse bei Erkelenz. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **13**: 81–94; Köln.

STEUSLOFF, U. (1951): Periglaziale Böden aus zwei Eiszeiten im niederrheinischen Löß bei Rheindahlen. – Niederrhein. Jb., **3**, (STEEGER-Festschrift): 18–19, Taf.1; Krefeld.

THIEME, H., BRUNNACKER, K. & JUVIGNÉ, E. (1981): Petrographische und urgeschichtliche Untersuchungen im Lößprofil von Rheindahlen/Niederrheinische Bucht. – Quartär, **31/32**: 41–67; Bonn.

ZÖLLER, L. (1989): Geomorphologische und geologische Interpretation von Thermolumineszenz-Daten. – Bayreuther Geowiss. Arb., **14**: 103–112; Bayreuth.

ZÖLLER, L., STREMME, H. & WAGNER, G.A. (1988): Thermolumineszenz-Datierung an Löß-Paläoboden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein/Bundesrepublik Deutschland. – Chem. Geol. (Isotope Geosc. Section) **73**: 39–62; Amsterdam.

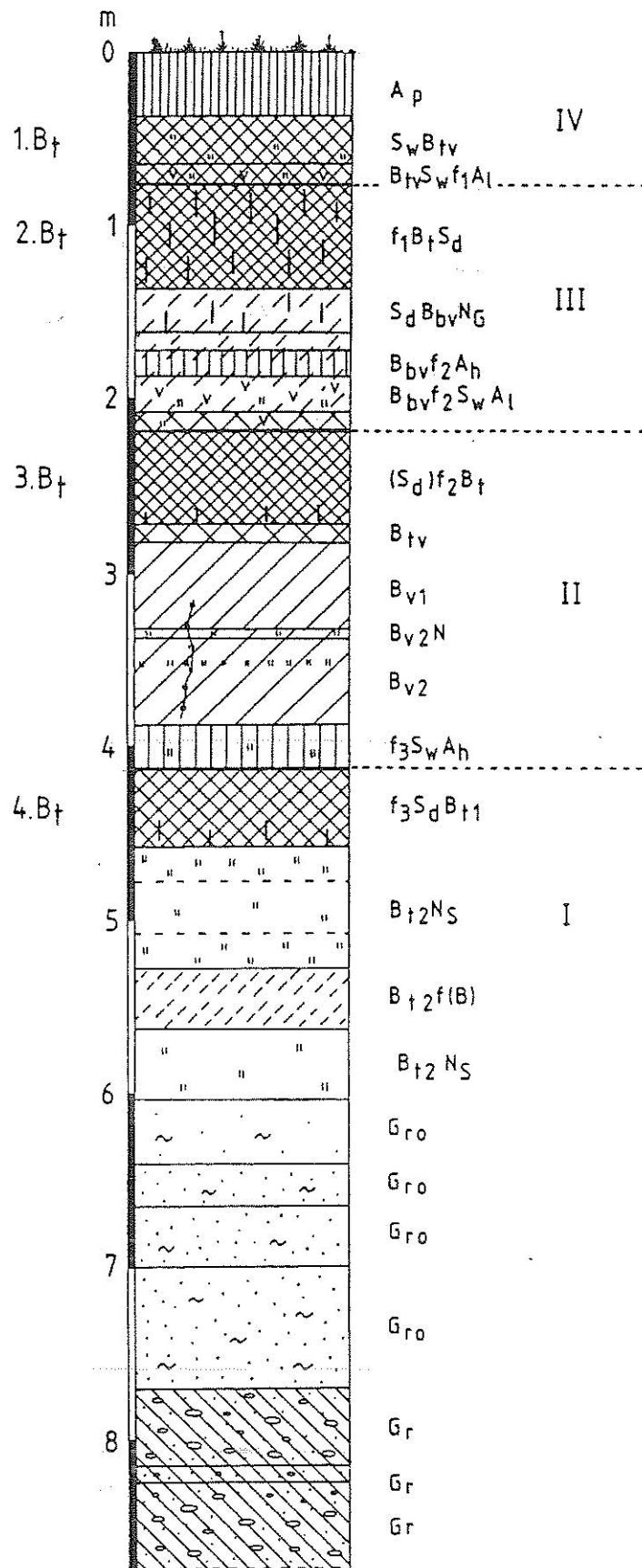


Abb. 3: Deckschichtenprofil der Ziegleigrube Rheindahlen, zusammengesetzt aus den Profilen 1 und 2 (Lage in Abb. 2A)

Anhang: Profilbeschreibungen

sämtliche Schichten sind entkalkt

Profil 1 und 2

40 cm	Ap	L, u, fki", braundunkelgrau, h, Krümelgefüge, durchwurzelt
25 cm	SwBtv	L, u, fs', braun, Polyedergefüge, vereinzelt Tönhäutchen auf Gefügeflächen, vereinzelt Fe-Mn-Konkretionen
10 cm	BtvSwf1Al	L, u, hellbraungrau, Polyedergefüge, Fe-Mn-Konkretionen, vertikale Wurmgänge
60 cm	f1BtSd	L, u, t', rotbraun, Subpolyedergefüge mit Tönhäutchen, bis 10 cm breite Sd-Fahnen, innen grüngrau, mit Rosthöfen
25 cm	SdBbvNG	L, u, vereinzelt weiße Schluffflecken, hellgraugelb mit braunen Bändern, Sd-Fahnen, Fe-Mn-Konkretionen
10 cm	Bbv	L, u, gelb mit braunen Bändern, wenige weiße Schluffflecken
15 cm	Bbv f2Ah	L, u, fs', weiße Schluffflecken, hellgraubraun, Plattengefüge, h"
20 cm	Bbv f2SwAl	L, u, fs, zahlreiche weiße Schluffflecken, hellgrau, Plattengefüge, Fe-Mn-Konkretionen
10 cm	f2SwAlBt	L, u, fs, t', braunrot und hellgrau marmoriert, Plattengefüge, wenige Fe-Mn-Konkretionen
55 cm	(Sd)Bt	L, u, t', vereinzelt weiße Schluffflecken, Polyedergefüge mit Tönhäutchen auf Gefügeflächen, braunrot, schwache Sd-Fahnen, zur Basis zunehmend
10 cm	Btv	L, u, fs', t', wenige weiße Schluffflecken, rötlichbraun, Polyedergefüge
50 cm	Bv1	L, u, fs', weiße Schluffflecken (bis 2 cm Durchmesser), hellbraun, Plattengefüge, vereinzelt Fe-Mn-Konkretionen, an der Basis rostfleckig, schmale Frostspalten bis 70 cm ins Liegende greifend
5 cm	Bv2N	L, u, weiße Schluffflecken, hellbraungrau, Fe-Mn-Konkretionen
50 cm	Bv2	L, u, fs, weiße Schluffflecken hellbraungelb, Subpolyedergefüge, Fe-Mn-Konkretionen, in 360 cm Tiefe mm-starkes Manganbändchen
25 cm	f3SwAh	L, u, fs', hellgraubraun, Subpolyedergefüge, h", Fe-Mn-Konkretionen
45 cm	f3SdBt1	L, u, t", braunrot, Polyedergefüge mit Tonbelägen, zahlreich Fe-Mn-Konkretionen, vereinzelt Sd-Fahnen, zur Basis zunehmend

Wechsel von Profil 1 zu Profil 2

55 cm	NS	L, fs, u, hellbraungelb, graue rostgeränderte Flecken
55 cm	Gro	FS, l, hellbraungelb, schwach grau- und rostfleckig
30 cm	Gro	FS, l', hellbraungelb, schwach grau- und rostfleckig
20 cm	Gro	FS, l', hellbraungelb, schwach grau- und rostfleckig, hellgelbbraune Mittelsandbänder
25 cm	Gr	MS, fs, l', hellgrau
20 cm	Gor	L, ms, fs, fki', hellgrau, schwach rostfleckig
20 cm	Gor	L, m-gs, mki', hellgrau, rostfleckig
65 cm	Gr	MS mit Lehmändern, m-gki, grünlichgrau
15 cm	Gr	FS, l, hellgrau
Liegendes		nicht erbohrt

Profil 3 Größte Mächtigkeit des Deckschichtenabschnittes III außerhalb der Rinne

Hangendes: f₁(S_d)B_t der Parabraunerde des Deckschichtenabschnittes III

15 cm	B _t NG	L, u, hellbraun, grünlichgrau- und roststreifig, Subpolyedergefüge, Tonbeläge
45 cm	B _{bv} NG	L, u, weiße Schluffflecken, nach oben abnehmend, Plattengefüge, grünlichhellbraungrau, rostgebändert
45 cm	B _{bv}	L, u, weiße Schluffflecken, hellgraubraun, braune Bänder, Plattengefüge, wenige Fe-Mn-Konkretionen

Liegendes: f₂A_h des Deckschichtenabschnittes II

Profil 4 durch die Rinne des Deckschichtenabschnittes III

30 cm	A _p	Beschreibung vgl. Profil 1
40 cm	S _w B _t v	
35 cm	f ₁ B _t S _d	
<i>Rinnenbeginn</i> -----		
10 cm	B _t	L, u, fs, an der Obergrenze Kieslage (F-Mki), rötlichbraun, Plattengefüge, mit Tonbelägen
45 cm	B _t 2B _{bv}	L, u, fs, wenige weiße Schluffflecken, hellgraugelb, braun gebändert, Plattengefüge, Tonbeläge auf Klüftflächen
20 cm	NG	L, u, fs', hellgrau, sehr schwach roststreifig, schwach kryoturbat verwürgt
65 cm	B _{bv} NG	L, fs, u, grau und rostiggelbbraun gebändert, stark verwürgt

Rinnenbasis -----

10 cm	f ₂ A _h	Beschreibung vgl. Profil 1
20 cm	f ₂ S _w A _l	
60 cm	f ₂ (S _d)B _t	
50 cm	B _v 1	
5 cm	B _v 2N	
50 cm	B _v 2	
30 cm	B _v f ₃ S _w A _h	
40 cm	S _d B _t	
75 cm	B _t 2NG	L, u, hellgraugelb, hellgrau und rostig gefleckt, stark kryoturbat verfloßen, zahlreiche Fe-Mn-Konkretionen
25 cm	(B)	L, u, fs', hellbraun, Fe-Mn-Konkretionen

Handbohrung

70 cm	B _t 2NS	L, u, fs, hellbraungelb, grünlichgrau und rostig gefleckt, oben und unten intensiver, Plattengefüge, Fe-Mn-Konkretionen, auf Klüften und Wurzelröhren rotbraune Tönhäutchen
35 cm	B _t 2f(B)	L, u, fs', weiße Schluffflecken, hellbraun, Plattengefüge, Fe-Mn-Konkretionen, auf Klüften und Wurzelröhren rotbraune Tönhäutchen
40 cm	B _t 2NS	L, fs, u, hellbraun, grau und rostig gefleckt, Fe-Mn-Konkretionen, auf Klüften und Wurzelröhren rotbraune Tönhäutchen
40 cm	G _{ro}	L, fs, u", hellgraubraun, rostfleckig
<i>erbohrt</i>		
25 cm	G _{ro}	FS, l', hellbraungelb, rostfleckig
35 cm	G _{ro}	FS, ms', hellbraungelb, rostfleckig
70 cm	G _{ro}	FS + MS, l, hellgelbgrau, rostfleckig
45 cm	G _r	M-Gki, m-gs, hellgrau, (Quarzsotter)
10 cm	G _r	Lehmlage, hellgrüngrau
50 cm	G _r	M-Gki, schwach blockführend, m-gs, hellgrau
Liegendes		<i>nicht erbohrt</i>

8.1 Doppelbodenkomplexe in Erkelenz und Rheindahlen

Wolfgang SCHIRMER

An der 4 km langen Wand des ehemaligen Tagebaus Frimmersdorf-West an der Erft bei Grevenbroich (Abb.1) waren bis 1973 über einer Mittelterrasse des Rheins 15 m starke Lößdeckschichten erschlossen, die von zwei eng parallel laufenden B_t -Horizonten weithin durchzogen waren (SCHIRMER 1974 a,b). Das untere Bodenpaar war 1,5 km weit verfolgbar, etwa horizontal der dortigen Terrasse aufliegend (Abb.2). Die Böden hatten eine vertikale Distanz von B_t -Obergrenze zu B_t -Obergrenze von 1–2 m. Jede der Parabraunerden trug einen hellen S_wA_1 -Horizont und eine Humuszone.

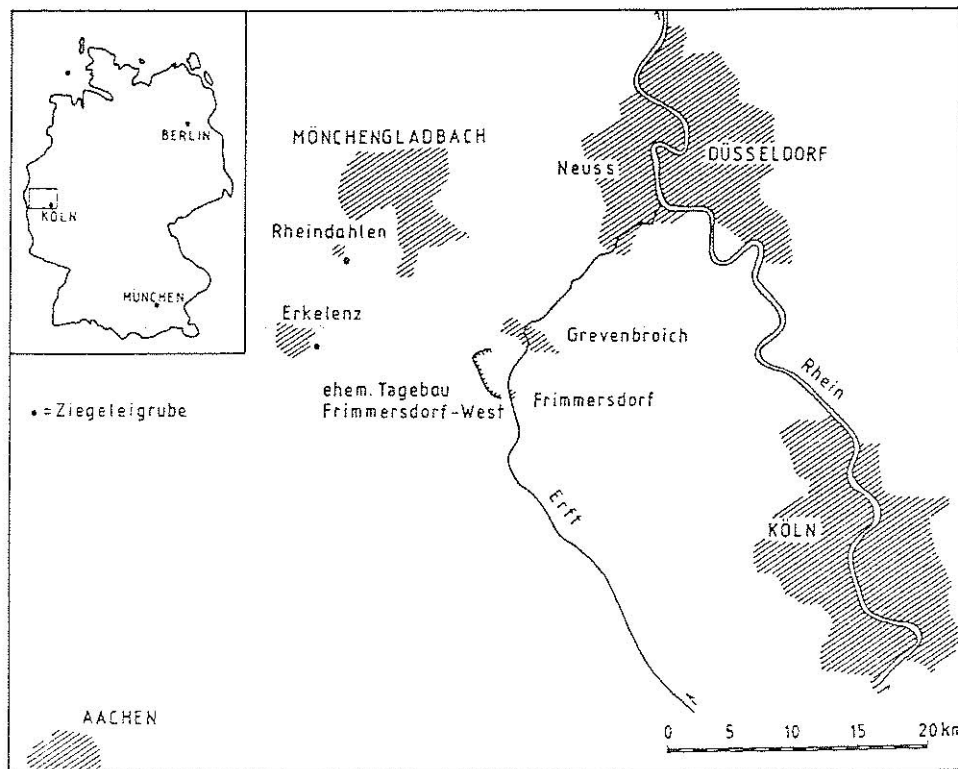


Abb.1 Lageplan der im Text genannten Lokalitäten

Über das untere Bodenpaar legte sich mächtiger Löß als Leehang des damaligen Rheintals. Auf diesem Hang entwickelte sich ein zweites, oberes Bodenpaar, das an zwei Stellen 300 und 200 m weit verfolgbar war. Diese beiden Böden hatten eine Vertikaldistanz B_t -Obergrenze zu B_t -Obergrenze von 1,5–2 m. Der untere trug eine Humuszone, der obere einen S_wA_1 -Horizont und darüber eine Humuszone. Die untere Humuszone war etwas schwächer als die des oberen Bodens.

Da zwischen beiden Böden eines Paares wohl Löß lag, aber keine wesentlichen morphologieumgestaltenden Kräfte die Landoberfläche verändert hatten, wie es überall in der Lößlandschaft sichtbar von Eiszeit zu Eiszeit der Fall war, schloß ich auf die Existenz je eines Doppelinterglaziales mit kurzer kühler Unterbrechung, die aber intensiv genug war, eine Lößsteppe zu formen (SCHIRMER 1974 a,b, 1990). Unterstützung fand die Zuordnung

solcher Doppelbodenkomplexe zu einem Doppelinterglazial durch die Tatsache, daß in der Tschechoslowakei zwei dicht beieinander liegende Parabraunerden innerhalb eines Glazialzyklus bereits beschrieben worden waren (KUKLA 1961, 1969).

Ziegeleigrube GILLRATH am Ostrand von Erkelenz

Seit der Beschreibung durch SCHIRMER & STREIT (1967) wurde mit fortschreitendem Abbau sichtbar, daß es sich bei den damals (Abb.3) nur knapp erschlossenen Böden c und d der Basis und den Böden f und g der Ostwand um Doppelbodenkomplexe handelt (SCHIRMER 1990: 144). Sie sind höchstwahrscheinlich mit den beiden Doppelbodenkomplexen von Frimmersdorf-West identisch, zumal in beiden Aufschlüssen im Hangenden noch ein weiterer fossiler B_1 -Horizont folgt.

Ein Ausschnittprofil vom oberen Doppelbodenkomplex in Erkelenz lautet folgendermaßen (vgl. Abb.4):

Hangendes:		feingeschichteter Löß, kalkhaltig
- - - - -		Rinnendiskordanz
Ah	15	<i>Obere Humuszone</i> : L, u, graubraun, h', kalkfrei, rauhblättriges Gefüge, einzelne Fe-Mn-Konkretionen. Von oben her von zahlreichen Frostspalten und Wühlgängen mit hellbrauner, entkalkter Füllung durchzogen
AlSw	30	L, u, fki", weißgrau und hellgraubraunfleckig (Schluffschmitzenlehm), kalkfrei, rotbraune Fetzen des liegenden B_1 -Horizontes eingearbeitet. Fe-Mn-Konkretionen, rauhflächiges Plattengefüge, von oben Frostspalten eingreifend
SdBt	50	<i>Oberer B_1-Horizont</i> : L, u, rötlichbraun, kalkfrei, rauhblättriges Gefüge, polyedrisch zerfallend, mit Tonbelägen auf Gefügeflächen. Obere 25 cm mit hellen, rostgeränderten S_d -Fahnen, Fe-Mn-Konkretionen
Bvt	40	L, u, schwach rötlichbraun, hellgraugelbe Schluffschmitzen (Schluffschmitzenlehm), kalkfrei, oben noch deutliche, nach unten abnehmende Tonbeläge auf rauhblättrigem Gefüge, einzelne rotbraune tonbelegte Klüfte
	2,5	<i>Erkelenzer Tephra</i> band: L, u, graubraun, mikroskop. vulkan. Einzelkristalle (det. K. VIETEN), kalkfrei
SdBtv	15	L, u, hellbraun, kalkfrei, hellfleckig (Schluffschmitzenlehm), rauhblättriges Gefüge, wenige rotbraune tonbelegte vertikale Klüfte, dunkelbraune, humusgelbelegte Röhren (bis 1 mm ø), rostgeränderte Reduktionsfahnen
Btv	30	wie oben, ohne Reduktionsfahnen

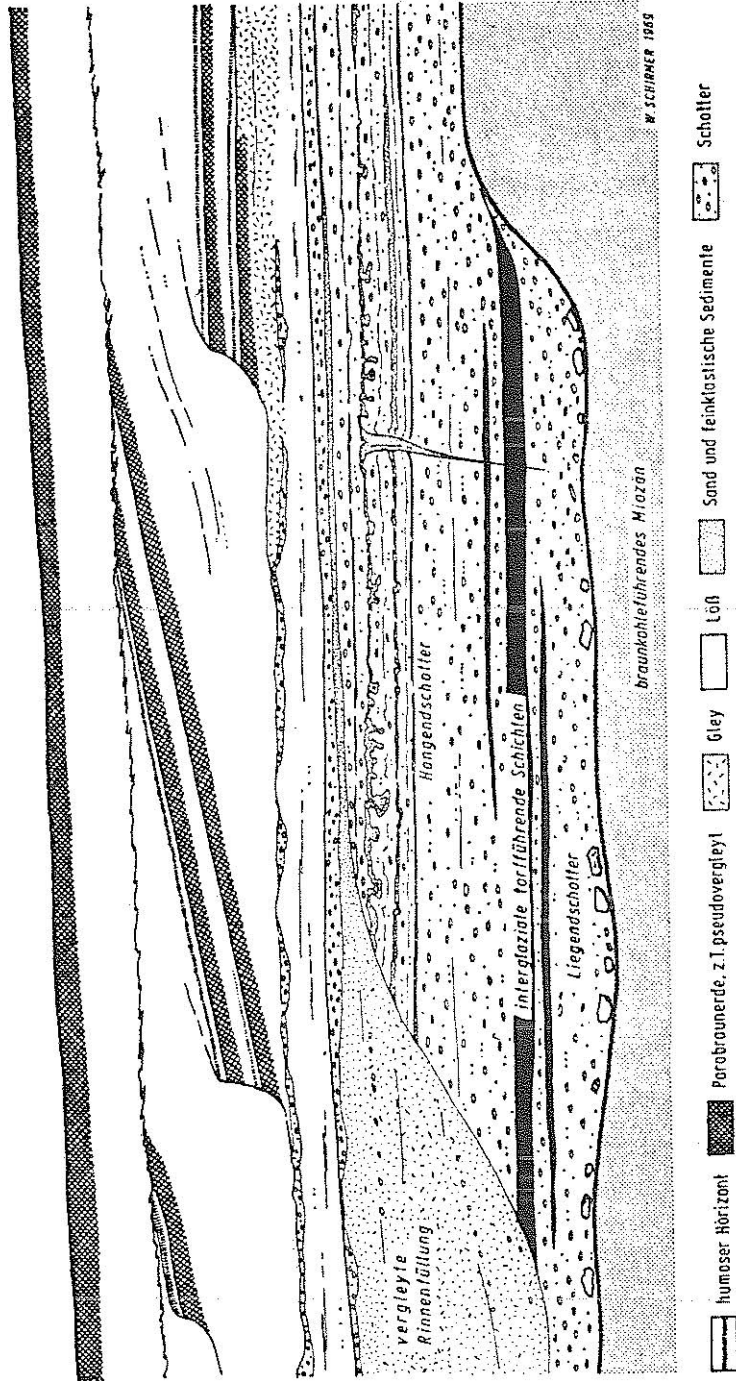
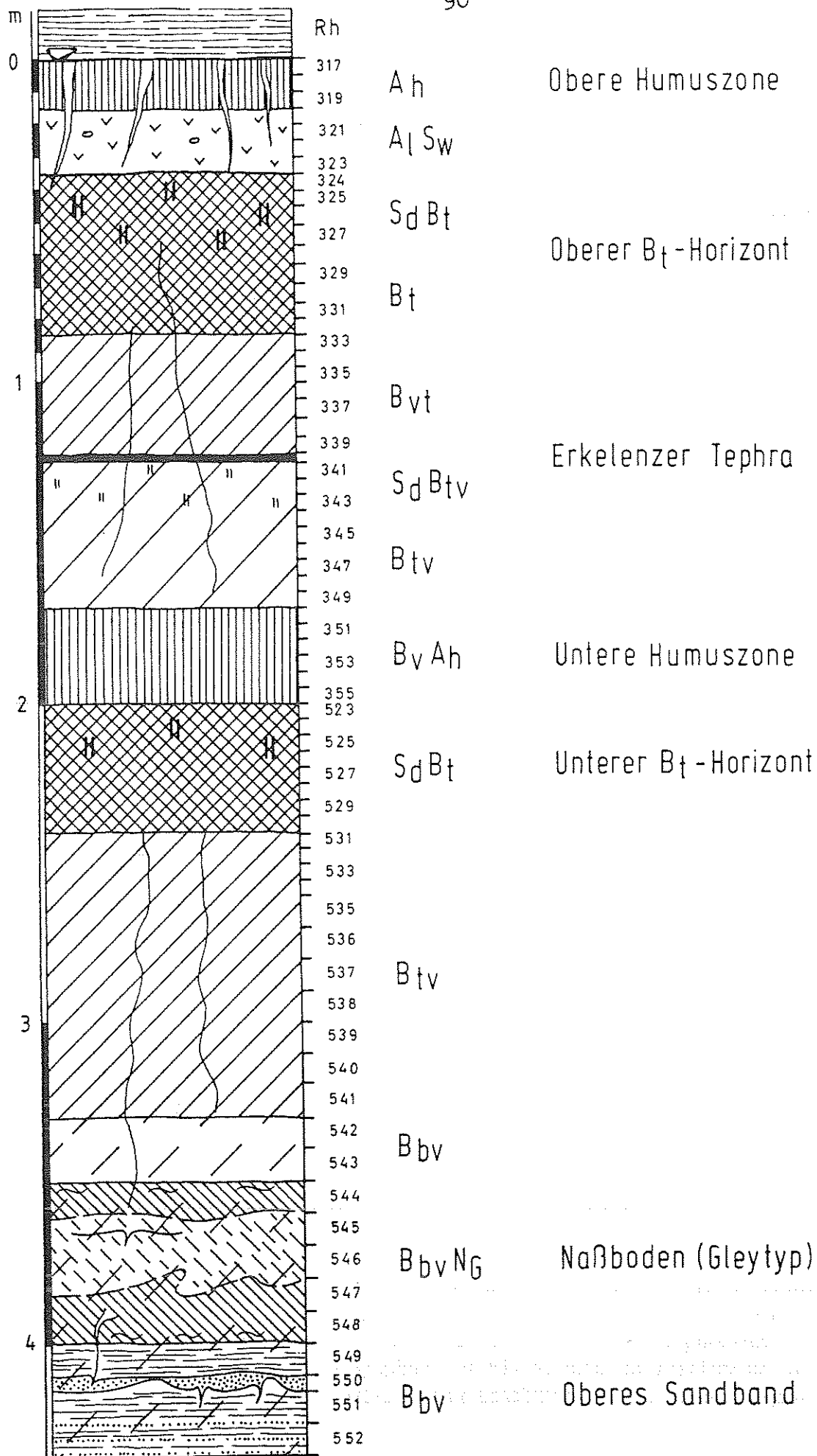


Abb. 2: Kombiniertes Profil der Pleistozänablagerungen im Braunkohlen-Tagebau Frimmersdorf-West in der nördlichen Ville, nordwestlich von Köln. Das *Frimmersdorfer Interglazial* teilt den Schotterkörper in Liegend- und Hangendschotter, darüber liegen die Lößdeckschichten dreier Kaltzeiten, getrennt durch fossile interglaziale Bodenkomplexe. Profilhöhe etwa 30 m (aus SCHIRMER 1974b: 269).



Erft - Doppelbodenkomplex

Abb.4 Der Erft-Doppelbodenkomplex in der Ziegelei GILLRATH in Erkelenz

- BvAh 30 *Untere Humuszone*: L, u, graubraun, kalkfrei, hellfleckig (Schluffschmitzen-lehm), h', Fe-Mn-Konkretionen
- SdBt 40 *Unterer B₁-Horizont*: L, u, rotbraun, kalkfrei, rauhlächiges Plattengefüge, schwache rotbraune Tonbeläge auf Gefügeflächen, von oben her schwache Sd-Fahnen
- Btv 90 L, u, hellbraun, kalkfrei, mit hellbraungelben hellen Schluffschmitzen und Schluffbändern von Zentimeter- bis Dezimeterlänge und Millimeter- bis Zentimeterdicke (Schluffschmitzenlehm), weitständige tonbelegte Klüfte bis zur Basis hinabreichend, vertikale mm-dicke Fe-Mn-ausgekleidete Wurzelröhrchen, wenige Fe-Mn-Konkretionen
- Bbv 20 wie oben, hellbraun gebändert
- BbvNG 50 *Naßboden des Gleytyps*: L, u, hellbraungrau, kalkfrei. Konzentration der Vergleyung auf oberes und unteres Band mit Rostbändern, hellbraune Bänder besonders in der Mitte, kryoturbat verwürgt, kleine Frostspalten
- Bbv 35 *Oberes Sandband*: L, u, hellbraungelb und F-MS, gs', braun, kalkfrei, in Lagen von 1-5 cm Dicke, kleine Frostspalten

Liegendes: Lößlehm

Die Distanz B₁-Obergrenze zu B₁-Obergrenze des oberen Doppelbodens beträgt 1,65 m. Auffallend ist ein dunkles Band von 2,5 cm Dicke, das knapp unterhalb der Mitte zwischen beiden B₁-Horizont-Obergrenzen den Lößlehm durchzieht. Es handelt sich um vulkanische Asche, die noch genauer charakterisiert wird. Das Ascheband wird hier als *Erkelenzer Tephra* benannt. Es stellt einen hervorragenden Leithorizont inmitten des oberen Doppelbodenkomplexes dar. Es verursachte durch seine Stauwirkung einen Staunässehorizont im Untergrund (S_dB_{iv}).

Ziegelei DREESEN am Südrand von Rheindahlen

Eine Neuaufnahme der West- und Südwand erfolgte durch SCHIRMER & FELDMANN (1992, dieser Führer). Unter reliktscher Parabraunerde direkt unter dem Oberflächenboden folgt auch hier ein Bodenpaar, das nach Ausbildung und Mächtigkeit dem oberen Doppelboden von Erkelenz und Frimmersdorf entspricht. Dafür sprechen folgende Kriterien:

Die Distanz B₁-Obergrenze zu B₁-Obergrenze beträgt in Rheindahlen 2,0 m, liegt also in der Größenordnung der Erkelenzer und Frimmersdorfer Doppelböden. Bis ins Detail ähneln sich folgende Merkmale: Der obere B₁-Horizont hat einen hellen A₁S_w-Horizont mit darüberfolgender Humuszone. Auf dem unteren B₁-Horizont sitzt die Humuszone direkt auf. Die untere Humuszone ist schwächer, aber dicker als die obere. Allein diese Merkmale sollten für eine Identität des oberen Doppelbodenkomplexes in Rheindahlen, Erkelenz und Frimmersdorf ausreichen. Ein graues Bändchen mit Reduktionerscheinungen knapp unter der Mitte beider Böden markiert zusätzlich nach Lage und Ausbildung das Erkelenzer Tephraaband.

Eine weitere Gemeinsamkeit der Stratigraphien von Rheindahlen und Erkelenz ist, daß vom Löß, der den oberen Doppelboden überlagert, eine beachtliche Rinnenbildung ausgeht.

Der obere Doppelbodenkomplex (Erft-Doppelbodenkomplex)

Der obere Doppelbodenkomplex kann an den Lokalitäten Frimmersdorf-West, Erkelenz und Rheindahlen als identisch betrachtet werden. Er wird Erft-Doppelbodenkomplex benannt, da er im Tagebau Frimmersdorf-West, der an der Erft liegt, auf die größte bisher beobachtete Distanz als Doppelboden erschlossen war. Wichtigstes Merkmal ist der konstante Abstand beider Böden. Das bedeutet, daß keine wesentlichen morphologieverändernden Umlagerungen in der Kühlphase zwischen beiden Parabraunerden stattfanden. Das heißt aber nicht, daß nicht grundsätzlich Abtragungsvorgänge zwischen der Aufhöhung stattgefunden hätten. Folgender Detailablauf läßt sich festhalten (von unten nach oben zu lesen):

- Bildung der oberen Humuszone
- Geringer solifluktuiver Abtrag, der den Humushorizont beseitigt, den S_wA_1 -Horizont etwas verlagert und dabei die obersten Teile des B_1 -Horizontes mit einarbeitet
- Vernässung der Parabraunerde: S_wA_1 - S_dB_1 -Horizont
- Bildung der oberen Parabraunerde. Dabei greift die Verbraunung bis auf die untere hinab. Die Erkelenzer Tephra wirkt verbraunungshemmend, so daß der B_w -Teil darunter weniger intensiv ist als der darüber.
- Lössanwehung
- Absatz der Erkelenzer Tephralage. Sie wirkt als Stauhorizont (geringe Staunässe).
- Lössanwehung
- Bildung der unteren Humuszone
- Flächenhafter solifluktuiver Abtrag, der den Humushorizont, den S_wA_1 -Horizont beseitigt und die obersten Teile des B_1 -Horizontes etwas verlagert. Die Abtragung ergreift jedoch an keiner Stelle den ganzen B_1 . Spülwirkung einschließlich Rinnenbildung z.B. wurde nicht beobachtet.
- Vernässung der Parabraunerde: S_wA_1 - S_dB_1 -Horizont
- Bildung der unteren Parabraunerde

Der Ablauf zeigt, daß die die beiden Interglaziale trennende Kühlphase ziemlich trocken gewesen sein muß. Es fehlen alle Hinweise auf Kryoturbation, Verspülung oder Rinnenbildung.

Altersstellung

Die Einzelböden der Doppelbodenkomplexe wurden von den anderen Autoren bisher jeder einem eigenen Interglazial zugeordnet.

Den höheren Boden des Erft-Komplexes stellt PAAS (1961: 223, 1982: 238) in Frimmersdorf, Erkelenz und Rheindahlen als Erkelenzer Boden ins Eem, desgleichen BRUNNACKER (1966, 1981) in Rheindahlen. In allen Fällen erfolgte die Einstufung aufgrund der Abzählmethode. Der Boden war als erster fossiler Boden unter der Oberfläche angetroffen worden. An allen drei Lokalitäten jedoch wird der Erft-Komplex von einer weiteren fossilen Parabraunerde höher im Löss überlagert. In Frimmersdorf-West und Erkelenz trägt diese eine sehr kräftige Humuszone. Zwischen dieser fossilen Parabraunerde und dem Erft-Komplex aber zeigt der Löss eine typische Glazientwicklung mit hoher Mächtigkeit, einer Reihe von Naßböden, einer kräftigen Rinnenbildungsphase, so daß diese höchste fossile Parabraunerde eine Landschaft mit völlig veränderter Morphologie abdeckt als die zur Zeit des Erft-Doppelbodens. Nach der Abzählmethode (Mindestalter) fällt demnach der höhere Boden des Erft-Komplexes keinesfalls ins Eem, sondern ins vorletzte Interglazial.

Die tiefere Parabraunerde des Erft-Komplexes sieht PAAS (1961: 223) als innerwarthezeitlich, später als intrasaalezeitlich (1968: 34, 1982: 238) an, BRUNNACKER (1966: 350) in Rheindahlen als vorletztwarmzeitlich. Bei meiner Zuordnung dieser Parabraunerde als tieferer Teil des Doppelbodens gehört sie zusammen mit der höheren Parabraunerde ein und demselben Interglazialkomplex an, also dem vorletzten Interglazial.

In der Tat sieht es im Großaufschluß Frimmersdorf-West und Erkelenz so aus, als ob Oberer (Erft-) und Unterer Doppelbodenkomplex konkordant aufeinander folgen würden. Und nachdem sie in Frimmersdorf-West, Erkelenz und Rheindahlen von jeweils einer weiteren fossilen Parabraunerde überlagert werden, sollte diese das letzte Interglazial vertreten, der Erft-Komplex das vorletzte und der untere Doppelbodenkomplex zum mindesten in Frimmersdorf das drittletzte Interglazial. Das steht in guter Übereinstimmung zur unterlagernden Mittelterrasse 2 in Frimmersdorf-West, die terrassenstratigraphisch über der Mittelterrasse 3, 4 und den Niederterrassen die 4. Kaltzeit vor heute vertritt. Auch fügt es sich bestens zur tschechischen Lößgliederung, die besonders im zweit- und drittletzten Interglazial Doppelgipfel aufweist (KUKLA 1969). Auch in Tiefseesedimenten ist das vorletzte Interglazial, das O-Stadium 7, fast immer zweigipflig (z.B. RUDDIMAN, SHACKLETON & McINTYRE 1986). Auch das drittletzte Interglazial, das O-Stadium 9, zeigt oft Zweigipfligkeit (vgl. IMBRIE et al. 1984). Aber es wäre auch denkbar, daß die engliegenden Stadien 9 und 11 in den Lößfolgen ein Doppelbodenpaar erzeugen.

Ob TL-Alter die exakte chronologische Zeitstellung des Erft-Komplexes und der tieferen Doppelbodenkomplexe in Frimmersdorf und Erkelenz stützen können, ist bisher offen geblieben. Die TL-Alter aus dem Erft-Komplex in Rheindahlen, 167 ± 15 ka (ZÖLLER et al. 1988: 50) und 176–194 ka (FRECHEN 1991: 50), sind für ein Präceminterglazial in jedem Falle zu jung. Vielleicht führt die hier vorgestellte Erkelenzer Tephra zu weiterer Absicherung.

Dank

Herrn Prof. Dr. K. Vieten, Bonn, verdanke ich die Untersuchung einer Probe des dunklen Bandes aus dem Erft-Bodenkomplex, in dem er vulkanische Einzelkristalle fand.

Literatur

- BRUNNACKER, K. (1966): Das Profil "Westwand" der Ziegelei-grube Dreesen in Rheindahlen. – Bonner Jb., **166**: 344–356; Bonn.
- (1981): in THIEME et al.
- FRECHEN, M. (1991): Thermolumineszenzdatierungen an Lössen des Mittelrheingebiets. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **79**: 1–140; Köln.
- IMBRIE, J., HAYS, J., MARTINSON, D.G., McINTIRE, W., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L. & SHACKLETON, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. – In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. & SALTZMANN, B. (Ed.): Milanovich and climate, part 1. – NATO Advanced Sc. Inst., Ser.C, **126**: 269–305; Dordrecht (Reidel).

- KUKLA, J. (1961): Quaternary sedimentation cycle. – Instytut Geologiczny, **34**: 145–154; Warszawa.
- (1969): Die zyklische Entwicklung und absolute Datierung der Löß-Serien. – In: DEMEK, J. & KUKLA, J. (Ed.): Periglazialzone, Löss und Paläolithikum der Tschechoslowakei: 75–95, Abb. 27–32; Brno (Czech. Akad. Sc.).
- PAAS, W. (1961): Rezenten und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. – Eiszeitalter und Gegenwart, **12**: 165–230; Öhringen.
- (1968): Stratigraphische Gliederung des niederrheinischen Lösses und seiner fossilen Böden. – Decheniana, **121**: 9–38; Bonn.
- (1982): Fossile Böden auf den Rhein-Terrassen und deren Deckschichten in der Niederrheinischen Bucht. – Geol. Jb., **F 14**: 228–239; Hannover.
- RUDDIMAN, W.F., SHACKLETON, N.J. & McINTYRE, A. (1986): North Atlantic sea-surface temperatures for the last 1.1 million years. – In: SUMMERHAYES, C.P. & SHACKLETON, N.J. (eds.): North Atlantic paleoceanography. – Geol. Soc. Spec. Publ., **21**: 155–173; London.
- SCHIRMER, W. (1974a): Mid-Pleistocene gravel aggradations and their cover-loesses in the southern Lower Rhine Basin. – IGCP project 73/1/24: Quaternary glaciations in the northern hemisphere, report no. **1**: 34–42; Prague (INQUA).
- (1974b): Das Frimmersdorfer Interglazial. – In: WOLDSTEDT, & P. DUPHORN, K.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter: 267–270, Abb. 74, Tab. 24; Stuttgart (Koehler).
- (1990): Löß und Paläoböden in Erkelenz. – In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. deuqua-Führer, **1**: 144–147; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- SCHIRMER, W. & FELDMANN, L. (1992): Das Lößprofil von Rheindahlen/Niederrhein. – Dieser Führer.
- SCHIRMER, W. & STREIT, R. (1967): Die Deckschichten der niederrheinischen Hauptterrasse bei Erkelenz. – Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **13**: 81–94; Köln.
- THIEME, H., BRUNNACKER, K. & JUVIGNÉ (1981): Petrographische und urgeschichtliche Untersuchungen im Lößprofil von Rheindahlen/Niederrheinische Bucht. – Quartär, **31/31**: 41–67; Bonn.
- ZÖLLER, L., STREMME, H. & WAGNER, G.A. (1988): Thermolumineszenz-Datierung an Löß-Paläoboden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein/Bundesrepublik Deutschland. – Chem. Geol. (Isotope Geosc. Section) **73**: 39–62; Amsterdam.