



universität
wien

DIPLOMARBEIT

Titel der Diplomarbeit

Paläopedologische Untersuchungen in Stillfried an der
March: neue Methoden zur stratigraphischen
Einordnung der Paläoböden Stillfried A & Stillfried B

Verfasserin

Martina Schlaipfer

angestrebter akademischer Grad

Magistra der Naturwissenschaften (Mag.rer.nat.)

Wien, 2012

Studienkennzahl lt. Studienblatt:

A 453

Studienrichtung lt. Studienblatt:

Diplomstudium Theoretische und Angewandte Geographie

Betreuer:

Ass.-Prof. Mag. Dr. Robert Peticzka

Für alle, die an mich geglaubt haben!

„Nobody said it was easy, no one ever said it would be this hard.“

(Coldplay, The Scientist)

Danksagung

Diese Diplomarbeit wäre ohne die Unterstützung unzähliger Personen nicht zustande gekommen. Bei meinem Diplomarbeitsbetreuer Ass.-Prof. Mag. Dr. Robert Peticzka bedanke ich mich in erster Linie für seine Geduld, aber natürlich auch für seine fachliche Betreuung.

Bernhard Groiss, Mag. Stefan Diringer, Anton Neureiter und Mag. Rainer Stummer danke ich für die Hilfe bei der Geländearbeit. Ohne ihre Unterstützung wäre die Umsetzung dieser Arbeit nicht möglich gewesen. Ein ebenso großes Dankeschön gilt allen Einwohnern von Stillfried, die mir freundlicherweise erlaubt haben, auf ihren Grundstücken und in ihren Kellern meine Untersuchungen durchzuführen. Gleichzeitig auch vielen Dank an den Ortsvorsteher von Stillfried/Grub, Herrn Ernst Hahn, der mir mit seinen Informationen eine große Hilfe beim Auffinden der Profilpunkte war.

Meinen Eltern danke ich dafür, dass die mir mein Studium überhaupt erst ermöglicht haben, und mir letztendlich auch in den letzten drei, nicht immer einfachen Jahren unterstützend zur Seite gestanden haben. Diesbezüglich auch ein großes Dankeschön an meine Großeltern, die mir nicht nur moralisch, sondern auch finanziell immer wieder unter die Arme gegriffen haben. Ebenfalls herzlichen Dank an die Familie Fladischer, deren Zuhause mir stets ein guter Rückzugsort zum Krafttanken war und ist. Meinem „kleinen“ Bruder, Matthias, danke ich dafür, dass er so ist, wie er ist. Gerade, weil wir uns einerseits so ähnlich, und doch so verschieden sind, ist er mir in den letzten Jahren zu einem Vorbild geworden.

Ein großes Danke für die vielen netten Tage und Abende auch an die Familie Pasch. Ein besonderer Dank geht aber natürlich an Betti, deren Ohren nach unseren vielen langen Telefonaten mittlerweile wahrscheinlich schon bluten. Bei meinen Studienkollegen Beate, Catrin, Christina, Georg, Rainer, Rita und Toni bedanke ich mich für viele lustige Unternehmungen und die Ablenkung vom manchmal doch recht stressigen (Uni-)Alltag.

Lastly, a big thank you to Miss Elfi Rose Weir for always believing in me and for supporting all of my crazy dreams.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis.....	iii
Tabellenverzeichnis.....	vi
Kurzfassung & Abstract.....	vii
1 Einleitung.....	1
2 Zielsetzung & Vorgehensweise.....	2
3 Grundlagen.....	4
3.1 Quartär.....	4
3.1.1 Abgrenzung, Gliederung & Definition.....	4
3.1.2 Quartäre morphologische Prozesse.....	10
3.1.3 Quartärforschung als wissenschaftliche Disziplin.....	13
3.2 Löss.....	16
3.2.1 Definition & Eigenschaften.....	16
3.2.2 Entstehung & Verbreitung.....	19
3.2.3 Löss in Österreich.....	26
3.3 Paläopedologie.....	28
3.3.1 Definition.....	28
3.3.2 Quartäre Paläoböden.....	30
4 Das Untersuchungsgebiet.....	35
4.1 Lage.....	35
4.2 Geologie.....	36
4.3 Klima.....	38
4.4 Böden & Paläoböden.....	41
4.5 Vegetation & anthropogene Nutzung.....	45
5 Methoden.....	46
5.1 Recherche.....	46
5.2 Geländemethoden.....	46
5.2.1 Rammkernsondierung.....	46
5.2.2 Profilansprache.....	48
5.2.3 Profilaufnahme.....	49
5.2.4 Beprobung.....	49
5.2.5 Tachymetrische Aufnahme.....	50
5.3 Labormethoden.....	50
5.3.1 Korngröße.....	50
5.3.2 Karbonatgehalt.....	51
5.4 GIS.....	52
6 Ergebnisse.....	54
6.1 Aufnahme zuvor publizierter Standorte.....	54
6.2 Aufnahme neuer Standorte.....	58
6.3 GIS-Analytik.....	61
7 Diskussion.....	67
7.1 Profiluntersuchungen & -aufnahmen.....	67
7.2 GIS-Analysen.....	69
7.3 Beantwortung der Fragestellung & Forschungsthemen.....	71

8 Zusammenfassung & Ausblick.....	72
9 Anhang.....	74
Literaturverzeichnis.....	78

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: seit 2009 gültige Pliozän-Pleistozän-Grenze und Quartärstratigraphie (SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY 2009).....	4
Abbildung 2: Exzentrizität der Umlaufbahn (LOWE & WALKER 1997, S. 14, Figure 1.7A).....	6
Abbildung 3: Schiefe der Ekliptik (Sonnenbahn) (LOWE & WALKER 1997, S. 14, Figure 1.7B).....	6
Abbildung 4: Präzession der Erdachse (Tagundnachtgleiche) (LOWE & WALKER 1997, S. 14, Figure 1.7C).....	7
Abbildung 5: A. Variabilität von Exzentrizität, Schiefe und Präzession, sowie zusammengesetzte Kurve für alle drei Faktoren. B. Normalisierte und geglättete Kurve der Variabilität des Sauerstoff-Isotopen-Signals aus fünf Tiefseebohrkernen (LOWE & WALKER 1997, S. 15).....	8
Abbildung 6: Lage des Untersuchungsgebietes "Stillfried" im pleistozänen Periglazialraum - maximale Ausdehnung der Gletscher gepunktet (verändert nach KUKLA 1975, S. 102).....	12
Abbildung 7: Äolischer Transport und damit verbundene Materialsortierung (verändert nach PYE 1995, S. 661).....	22
Abbildung 8: Lössvorkommen in Eurasien (MUHS 2007, S. 1406 - verändert nach MUHS & BETTIS 2003 sowie dort referenzierten Quellen).....	25
Abbildung 9: Lössverbreitung in Südamerika (verändert nach MUHS 2007, S. 1407 sowie dort referenzierten Quellen).....	25
Abbildung 10: nordamerikanische Lössvorkommen (MUHS 2007, S. 1407 - zusammengestellt aus PÉWÉ 1975, BETTIS ET AL. 2003, BUSACCA ET AL. 2004 sowie dort referenzierten Quellen).....	25
Abbildung 11: Lössfaziesbereiche in Österreich (FINK 1965, S. 181).....	27
Abbildung 12: Lage des Untersuchungsgebietes (PETICZKA ET AL. 2010, S. 169). .	35

Abbildung 13: Geologische Übersichtskarte mit abgedecktem Quartär (verändert nach RIEGLER 2007, S. 36 – basierend auf THENIUS 1974 und der Geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000).....	37
Abbildung 14: Mittel der Jahresniederschlagssumme im nordöstlichen Niederösterreich 1971-2000 (verändert nach LAND NIEDERÖSTERREICH (a)).....	39
Abbildung 15: Jahresmittel der Lufttemperatur im nordöstlichen Niederösterreich 1971-2000 (verändert nach LAND NIEDERÖSTERREICH (b)).....	39
Abbildung 16: Profil Stillfried A - Stillfrieder Komplex (FINK 1954, S.90).....	42
Abbildung 17: Neuaufnahme des Profils Stillfried B (PETICZKA ET AL. 2010, S. 170)	44
Abbildung 18: Standorte der geologischen Kartierung durch RÖGL & SUMMESBERGER (1978).....	47
Abbildung 19: geöffneter Liner im Physiogeographischen Labor der Universität Wien (eigene Aufnahme, 2008).....	48
Abbildung 20: Profilskizze Punkt 17, Höhenangaben in cm (eigene Darstellung)	49
Abbildung 21: Schematischer Ablauf der 3D-Modellierung der Höhenlage des Stillfried B-Pedokomplexes (eigene Darstellung).....	52
Abbildung 22: Untersuchte Profilpunkte – rot: zuvor publizierte Profile, hellgrün: neue Profile (verändert nach RÖGL & SUMMESBERGER 1978).....	54
Abbildung 23: Profilpunkt 17 mit den Ergebnissen der Laboranalysen des Physiogeographischen Labors der Universität Wien (eigene Darstellung).....	57
Abbildung 24: Analyseergebnisse der Proben aus der Rammkernsondierung (eigene Darstellung).....	59
Abbildung 25: Verteilung der Punkte der untersuchten Formationen über das Untersuchungsgebiet (eigene Darstellung, Datengrundlage: BEV, Land Niederösterreich).....	63
Abbildung 26: Ergebnis der 3D-Modellierung mit einer Ungenauigkeit der Schnittlinien von +/-50 cm – gelb: Bunte Serie, rot: Stillfried A, grün: Stillfried B (eigene Darstellung, Datengrundlage: BEV, Land Niederösterreich).....	64

Abbildung 27: Ergebnis der 3D-Modellierung mit einer Ungenauigkeit der Schnittlinien von +/-25 cm – gelb: Bunte Serie, rot: Stillfried A, grün: Stillfried B (eigene Darstellung, Datengrundlage: BEV, Land Niederösterreich).....	65
Abbildung 28: Ergebnis der 3D-Modellierung mit einer Ungenauigkeit der Schnittlinien von +/-10 cm – gelb: Bunte Serie, rot: Stillfried A, grün: Stillfried B (eigene Darstellung, Datengrundlage: BEV, Land Niederösterreich).....	66
Abbildung 29: Gegenwärtige Situation in der ehemaligen Ziegelei in Stillfried mit mächtigem Tertiäraufschluss (eigene Aufnahme, 2010).....	67
Abbildung 30: Flussdiagramm der 3D-Modellierung von Stillfried B, Stillfried A und Tertiär in ArcMap 9.3 (eigene Darstellung).....	77

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Uneinheitliche %-Angaben zur mineralogischen Komposition von Löss in der Literatur (zusammengestellt von RIEGLER 2007, S. 6 – nach PÉSCI & RICHTER 1996 und PYE & SHERWIN 1999).....	18
Tabelle 2: Überblick über Prozesse, die Ausgangsmaterial für Löss erzeugen können (übersetzt nach Soreghan et al. 2008, S. 237).....	21
Tabelle 3: Überblick über die Kriterien, die zur Zuordnung der Profile zu den gesuchten Klassen verwendet wurden (zusammengestellt aus RÖGL & SUMMESBERGER 1978).....	48
Tabelle 4: Übersicht über die Aufnahme der aus RÖGL & SUMMESBERGER (1978) bekannten Profilpunkte (vgl. Abbildung 22).....	55
Tabelle 5: Ergebnisse der Einmessung der bereits publizierten Profilpunkte mittels Tachymeter (alle Angaben in m).....	56
Tabelle 6: Ergebnisse der Einmessung der neu aufgenommenen Profilpunkte mittels Tachymeter (alle Angaben in m).....	58
Tabelle 7: Informationen über Standorte der geologischen Kartierung in Abbildung 18, S. 47 (zusammengestellt aus RÖGL & SUMMESBERGER 1978, S. 82ff.)	74

Kurzfassung & Abstract

Bei der Untersuchung quartärer Paläoböden in Niederösterreich stellt sich häufig die Frage, wie verlässlich ältere Literaturangaben sind. Es gibt gerade in diesem Raum eine Vielzahl an Veröffentlichungen zu diesem Thema, oft ist es aber unmöglich alte Profile zu lokalisieren. Ziel dieser Diplomarbeit war daher, in einem kleinräumigen Untersuchungsgebiet um Stillfried an der March Paläobodenprofile, die im Rahmen einer geologischen Kartierung in den 1970er Jahren aufgenommen wurden, wiederzufinden. Die erhobenen Daten stellten anschließend die Grundlage für einen modernen Forschungsansatz in Form einer 3D-Modellierung der ehemaligen Geländeoberflächen dar. Zur genauen Positionsbestimmung der Profile wurden diese mit einem Tachymeter genau eingemessen und so innerhalb des Bundesmeldenetzes verortet. Zur Unterstützung der qualitativen Zuordnung der untersuchten Profile zu einer der gesuchten Formationen (tertiärer Untergrund, Stillfried A, Stillfried B) wurden diese, wo möglich, beprobt und im Labor hinsichtlich Korngröße und Karbonatgehalt untersucht. Insgesamt konnten von 29 gesuchten Profilpunkten nur 10 gefunden werden; 3 weitere wurden im Zuge der Durchführung dieser Arbeit neu aufgenommen. Für die Weiterverarbeitung in *ArcMap* standen so für den tertiären Untergrund 7, für Stillfried A und Stillfried B jeweils 6 Punkte zur Verfügung. Eine präzise Modellierung der digitalen Höhenmodelle für die einzelnen Formationen war aufgrund der geringen Anzahl der wiedergefundenen Profilpunkte im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich. Durch die Verwendung des *ArcGIS Modelbuilders* ist es aber möglich, die Ergebnisse zukünftiger Untersuchungen in die Modellierung einzuspeisen, sodass deren Resultate mit der Zeit genauer werden sollten. Die Verwendbarkeit älterer Literaturangaben als Grundlage moderner Forschungsansätze muss nach Durchführung dieser Arbeit, vor allem aufgrund der veränderten Geländesituation hinsichtlich Vegetationsbedeckung und Bebauung, allerdings als äußerst schwierig eingestuft werden.

The question of how accurate older studies are frequently arises when working with quaternary palaeosoils in Lower Austria. Even though lots of publications exist on this topic in this particular area, problems emerge especially when trying to locate the profiles that have been examined previously. Therefore, this thesis aimed at rediscovering palaeosoil profiles from a geological mapping which was carried out in the 1970s in a small-scale study area surrounding Stillfried an der March. The collected data was then used as a basis for a modern research approach in the form of a 3D modelling of past topographic surfaces. Using a tachymeter the profiles were precisely positioned within the Austrian survey canvass, the Bundesmeldenetz. In order to support the qualitative field classification of the profile points as either tertiary subsurface, Stillfried A, or Stillfried B, sediment and soil samples were taken where possible. These were then analysed in a laboratory so as to determine their grain sizes and carbonate content. Out of the 29 profiles considered relevant for this thesis only 10 could be found. In addi-

tion, 3 new profiles were discovered and surveyed. Thus, 7 tertiary subsurface points, as well as 6 points each for Stillfried A and Stillfried B could subsequently be used for processing in *ArcMap*. Due to the low number of points available for each formation it was not possible to create precise digital elevation models within the framework of this thesis. However, since the digital elevation models were generated with the aid of the *ArcGIS Modelbuilder* it should be easy to integrate data from future studies into the model so that its results will get better over time. Concluding from the execution of this thesis, utilising older studies as a basis for modern research approaches must be regarded as difficult, especially because of a common increase in vegetation cover and building density.

1 Einleitung

Entstanden ist die grundlegende Idee zu dieser Diplomarbeit im Rahmen der 28. Jahrestagung des Arbeitskreises Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft in Wien 2009. Im begleitenden Exkursionsführer (PETICZKA ET AL. 2009) wird der Plan zur Entwicklung eines Paläobodenkatasters für Niederösterreich ausgeführt.

Generell stellt Niederösterreich für die Paläoboden- und Lössforschung eine interessante Region dar. Nirgendwo sonst in Österreich ist Löss, und damit das wohl wichtigste Ausgangsmaterial quartärer Bodenbildungen, so weit verbreitet wie hier. Aus diesem Grund gibt es in Niederösterreich auch eine lange Forschungstradition in diesen Bereichen. Vor allem Julius Fink, der später auch auf den Lehrstuhl für Physische Geographie an der Universität Wien berufen wurde (vgl. FASSMANN 2004), beschäftigte sich ab den 1950er Jahren intensiv mit Löss und Paläoböden in diesem Gebiet (vgl. u.a. FINK 1950, FINK 1954, FINK 1955).

Einen besonderen Bekanntheitsgrad erlangte im Zuge von Finks Forschungen der kleine Ort Stillfried an der March an der österreichisch-tschechischen Grenze. Dort wurden von FINK (1954) erstmals detailliert zwei quartäre Paläoböden beschrieben, deren Namen („Stillfried A“ bzw. „Stillfried B“) in paläopedologischen Kreisen bis heute weit verbreitet sind. 2005 wurde der jüngere Paläoboden „Stillfried B“ mithilfe von modernen Analysemethoden umfassend neu aufgenommen (vgl. PETICZKA ET AL. 2010).

Darauf aufbauend entwickelte sich die Idee, alte und neue Forschungsergebnisse zu verbinden und für den Raum Stillfried exemplarisch den Aufbau eines Paläobodenkatasters zu versuchen. Gelingt dies kleinräumig für Stillfried, sollte auch einer Ausweitung des Projekts auf ganz Niederösterreich nichts im Wege stehen.

2 Zielsetzung & Vorgehensweise

Das grundlegende Problem bei der Arbeit mit älteren Literaturangaben ist, dass die Standorte der damals untersuchten Profile heute oft nicht mehr bekannt sind. Erschwert wird ihr Wiederauffinden zudem durch die Tatsache, dass sich auch deren Zustand häufig drastisch verändert hat, da viele der Aufschlüsse sich in mittlerweile aufgelassenen Löss- oder Lehmabbaugruben befanden (vgl. PETICZKA ET AL. 2009).

Neben Fink beschäftigte sich während der 1950er Jahre auch Friedrich Brandtner mit Löss- und Paläobodenforschung. Dieser listet in einer Studie über „Jungpleistozäne[n] Löss und fossile Böden in Niederösterreich“ 82 bekannte Profilpunkte (vgl. BRANDTNER 1954). Für den Aufbau des erwähnten Paläobodenkatalogs wäre es natürlich hilfreich, wenn man auf einen bereits vorhandenen Datengrundstock zurückgreifen könnte. Die oben beschriebenen Probleme machen es allerdings leider häufig unmöglich, die alten Literaturangaben weiter zu verwenden.

Etwas besser stellt sich die Situation im Untersuchungsgebiet von Stillfried dar. Für diese Region ist eine vergleichsweise detaillierte geologische Kartierung aus den späten 1970er Jahren vorhanden, in die auch die beiden bekannten Paläobodenbildungen Stillfried A und B mit aufgenommen wurden. Auf Basis dieser Daten soll nun also kleinräumig versucht werden, was später auf ganz Niederösterreich ausgeweitet werden könnte:

1. Das Wiederfinden der alten Profile in erster Linie durch Geländebegehungen. Bei Profilen, die sich in nicht frei zugänglichen Bereichen (zum Beispiel in Weinkellern) befinden, soll Kontakt mit den Eigentümern aufgenommen werden, um auch diese untersuchen zu können.
2. Alle wiedergefundenen Profile sollen im Bundesmeldenetz genau verortet, zumindest kurz skizziert und beschrieben, und, wenn möglich, auch für weitere Analysen im Labor beprobt werden.
3. Die Laboranalysen von Korngröße und Karbonatgehalt sollen als unterstützendes Werkzeug bei der Grenzziehung zwischen den untersuchten Formationen dienen.
4. Schlussendlich sollen die einzelnen Profilpunkte in einen räumlichen Zusammenhang gestellt werden, und so die Grundlage für eine dreidimensionale Modellierung des Paläoreliefs bilden. Deren Ziel ist, zu bestimmen wie die Tertiärobergrenze sowie die Paläoboden-Komplexe Stillfried A und B im Gelände liegen. So könnten einerseits Aussagen über das Paläorelief getroffen werden, und zudem wäre es auf diese Weise vielleicht möglich, neue Standorte zu finden, in denen die drei gesuchten Formationen in ei-

nem Profil übereinander vorkommen. Dies wäre vor allem auch von einem stratigraphischen Blickwinkel aus interessant.

Der Versuch für Stillfried den Aufbau eines Paläobodenkatasters auszutesten bedeutet also konkret, alle „*aus der Literatur scheinbar bekannten*“ (PETICZKA ET AL. 2009, S. 13) Aufschlüsse mit Paläobodenbildungen zu dokumentieren, aber auch eventuell vorhandene neue Profile aufzunehmen und in ein Geoinformationssystem einzubinden. Auf diese Weise soll eine zeitgemäße Arbeitsgrundlage für weitere paläopedologische Forschungen geschaffen werden. Letztendlich geht es bei der Durchführung dieser Arbeit aber in erster Linie um die Beantwortung der Frage:

„Ist es möglich, moderne Forschungsansätze (in diesem Fall eine 3D-Modellierung) auf ältere Literaturangaben aufzubauen?“

3 Grundlagen

3.1 Quartär

3.1.1 Abgrenzung, Gliederung & Definition

Spricht man vom Quartär, so bezeichnet man seit 2009 einen Zeitraum, der die letzten 2,58 Mio. Jahre umfasst (GIBBARD ET AL. 2010, siehe Abbildung 1). Dieser Festlegung des Beginns des Quartärs an der Untergrenze des Gelasium-Grenzstratotyps (GSSP¹) ging eine längere Diskussion voraus, nachdem 1984 auf dem 27. Internationalen Geologischen Kongress in Moskau das Profil von Vrica in Italien als GSSP bestimmt worden war (LITT 2007). Damit lag die Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän bis 2009 bei 1,8 Mio. Jahren vor heute, an der Obergrenze der Olduvai-Magnetozone (GIBBARD ET AL. 2010, LITT 2007).

ICS-approved 2009 Quaternary (SQS/INQUA) proposal

C

ERA	PERIOD	EPOCH & SUBEPOCH		AGE	AGE (Ma)	GSSP
CENOZOIC	QUATERNARY	HOLOCENE				
		PLEISTOCENE	Late	'Tarantian'	0.012	▲ Vrica, Calabria ▲ Monte San Nicola, Sicily
			M	'Ionian'	0.126	
			Early	Calabrian	0.781	
				Gelasian	1.806	
					2.588	
	Ng	PLIOCENE		Piacenzian	3.600	
				Zanclean	5.332	

Abbildung 1: seit 2009 gültige Pliozän-Pleistozän-Grenze und Quartärstratigraphie (SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY 2009)

1 GSSP: Global Boundary Stratotype Section and Point

Auch die neue Grenzziehung zwischen Pliozän und Pleistozän liegt nahe einer paläomagnetischen Grenze, in diesem Fall handelt es sich um die Gauss-Matuyama-Umkehr (DE JONG 1988 nach LOWE & WALKER 1997, RIO ET AL. 1998, LOURENS 2008, GIBBARD ET AL. 2005 nach LITT 2007). Begründet ist die Tatsache das Quartär früher beginnen zu lassen darin, dass schon seit Längerem die Ansicht besteht, dass die für dieses geologische Zeitalter so typischen Klimaänderungen bereits zwischen 2,8 bis 2,4 Mio. Jahren vor heute mit mehreren starken Abkühlungsphasen einsetzten (GIBBARD ET AL. 2010). LITT (2007) nennt das mit dieser klimatischen Veränderung in Zusammenhang stehende Aussterben typischer Tertiärgehölze in Mitteleuropa knapp oberhalb der paläomagnetisch definierten Gauss-Matuyama-Umkehr als einen guten Marker für die neu festgelegte Quartär-Untergrenze.

Generell kann man im Quartär warme und kalte Phasen unterscheiden. PENCK (1884) definierte Glaziale als „Zeiten des Gletscherwachstums“ und Interglaziale als „Perioden des Gletscherrückganges“ (S. 8). Der Grundgehalt dieser Aussage ist wohl bis heute gültig, wenngleich Definitionen sich natürlich ständig im Wandel befinden und heute sicher detaillierter als vor fast 130 Jahren sind. Eine wichtige Erkenntnis seither war sicher, dass offensichtlich nicht alle Klimaschwankungen das gleiche Ausmaß erreichten, weshalb zusätzlich die Begriffe „Stadial“ (kürzere kalte Episoden mit lokalen Gletschervorstößen) und „Interstadial“ (relativ kurzlebige Perioden mit Temperaturanstieg während glazialer Phasen) eingeführt wurden. Je nach Ausprägung werden die kalten Abschnitte also als Glaziale bzw. Stadiale, die warmen hingegen als Interglaziale bzw. Interstadiale bezeichnet. Die Differenzierung des Grades der Klimaänderung und die damit einhergehenden unterschiedlichen Bezeichnungen sind sicher nicht ganz unproblematisch, mangels einer besseren Einordnungsmöglichkeit haben sich die Begriffe aber bis heute in der Quartärforschung gehalten (LOWE & WALKER 1997).

Eine essentielle Frage, die es bei der Erforschung des Quartärs zu beantworten gilt, ist, warum es in den letzten zwei bis drei Millionen Jahren zu so starken klimatischen Veränderungen gekommen ist. SARNTHEIN ET AL. (2009) sprechen von einem mittelplozänen „Golden Age“ (S. 271) mit relativ einheitlichen klimatischen Bedingungen, bevor es ca. 3 Mio. Jahre vor heute zu einer deutlichen Klimaverschlechterung in drei Stufen kam. Es scheint schwierig, einen ganz bestimmten Auslöser für diese Abkühlung auszumachen, die Schließung des Panama-Isthmus und die damit einhergehende Änderung der Meeresströmungen dürften aber eine entscheidende Rolle gespielt haben (SARNTHEIN ET AL. 2009).

Der Beginn der ausgeprägten Vergletscherungen in der nördlichen Hemisphäre könnte also so erklärt werden, allerdings bleibt die Frage der klimatischen Schwankungen im Verlauf des Quartärs in dieser Theorie offen. Auch hierfür gibt es Erklärungsmodelle; als populärste in den vergangenen Jahrzehnten kann wohl die sogenannte astronomische Theorie angesehen werden. Entwickelt wurde die-

Grundlagen

se bereits vor über hundert Jahren von James Croll (LOWE & WALKER 1997). Basierend auf dessen Erkenntnissen erfolgte die Weiterentwicklung der Theorie durch den serbischen Geophysiker Milutin Milankovitch, weshalb man heute auch von Milankovitch-Zyklen spricht (vgl. LOWE & WALKER 1997, VERGINIS 1993, RABEDER 1993).

Abbildungen 2 bis 4 zeigen die für die Milankovitch-Zyklen entscheidenden Einflussfaktoren. Die astronomische Theorie beruht nämlich auf der Annahme, dass die Temperaturen an der Erdoberfläche infolge regelmäßiger und daher vorher-sagbarer Veränderungen der Erdumlaufbahn und -achse variieren (LOWE & WALKER 1997).

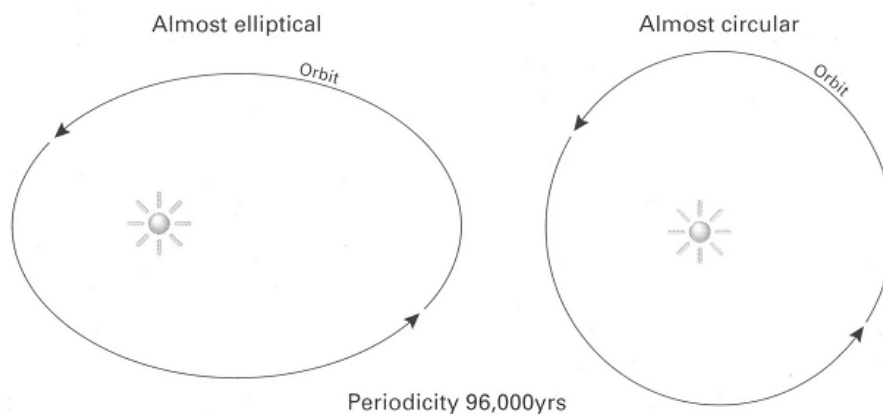


Abbildung 2: Exzentrizität der Umlaufbahn (LOWE & WALKER 1997, S. 14, Figure 1.7A)

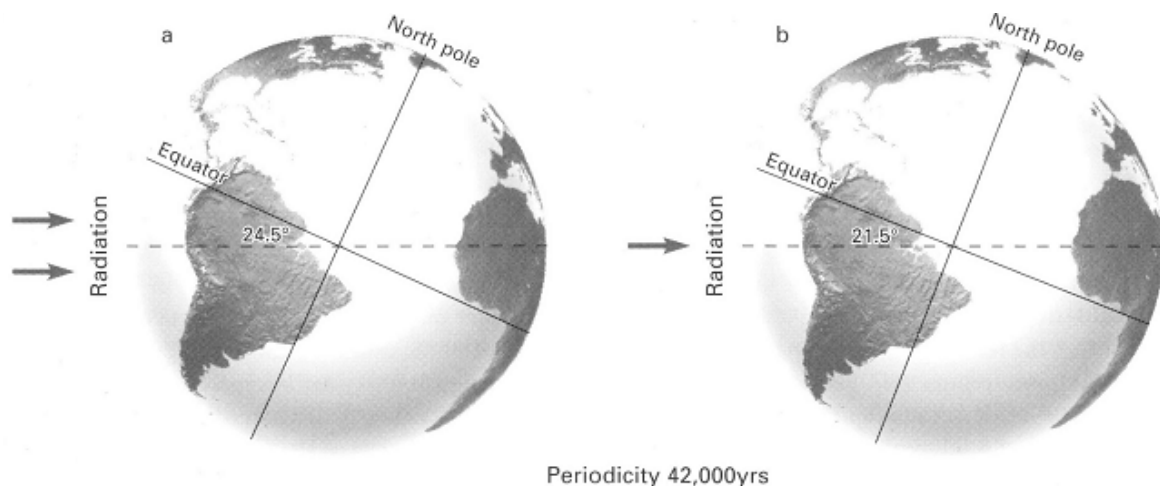


Abbildung 3: Schiefe der Ekliptik (Sonnenbahn) (LOWE & WALKER 1997, S. 14, Figure 1.7B)

In Abbildung 2 ist die Exzentrizität der Erdumlaufbahn dargestellt. Darunter versteht man eine Variabilität deren Form - von fast kreisrund bis elliptisch - durch den Einfluss planetarer Gravitationskräfte. Diese Veränderungen erfolgen mit einer Periodizität von fast 100.000 Jahren. Abbildung 3 zeigt hingegen einen Prozess, der ein Wiederkehrintervall von ca. 42.000 Jahren aufweist. Dabei schwankt die Neigung der Erdachse zwischen $21^{\circ}39'$ und $24^{\circ}36'$, jeweils gemessen zu einer vorgestellten Ebene, die sich mit der Neigung der Erdumlaufbahn um die Sonne deckt (LOWE & WALKER 1997, VERGINIS 1993).

Der dritte Einflussfaktor der astronomischen Theorie ist in Abbildung 4 ersichtlich. Dabei verändern sich die Positionen der Erde auf ihrer Sonnenumlaufbahn an den Frühlings- und Herbstäquinoktien (Tage der Tagundnachtgleiche) mit einer Periodizität von rund 21.000 Jahren. Im Umkehrschluss bedeutet dies natürlich auch, dass sich Perihelion und Aphelion, d.h. jene Zeitpunkte, an denen sich die Erde am sonnennächsten bzw. -fernsten befindet, jahreszeitlich verlagern. Im Moment befindet sich die Erde während des Nordwinters im Perihelion und während des Nordsummers im Aphelion. In ca. 10.500 Jahren wird sich dieses Verhältnis genau entgegengesetzt darstellen (LOWE & WALKER 1997, VERGINIS 1993).

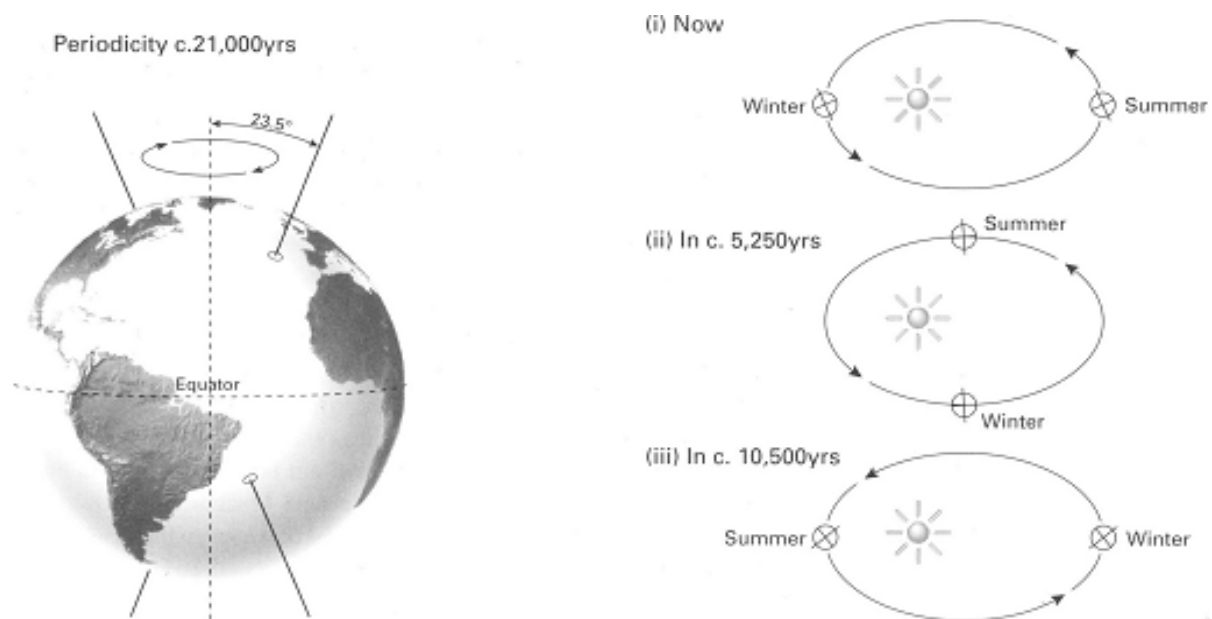


Abbildung 4: Präzession der Erdachse (Tagundnachtgleiche) (LOWE & WALKER 1997, S. 14, Figure 1.7C)

Legt man nun die Periodizität von Exzentrizität, Schiefe und Präzession übereinander, so ergibt sich eine zusammengesetzte Schwankungskurve. Für die letzten 800.000 Jahre sind sowohl die einzelnen Zyklen als auch das Ergebnis der Überlappung der drei Faktoren in Abbildung 5.A dargestellt. In Abbildung 5.B ist im Vergleich dazu eine Kurve des Sauerstoff-Isotopen-Signals aus Tiefseebohrkernen zu sehen. Stellt man nun die zusammengesetzte Kurve aus Abbildung 5.A diesem Signal gegenüber, so ist zwar keine vollkommene Deckungsgleichheit, aber doch eine auffällige Ähnlichkeit der beiden Kurven erkennbar.

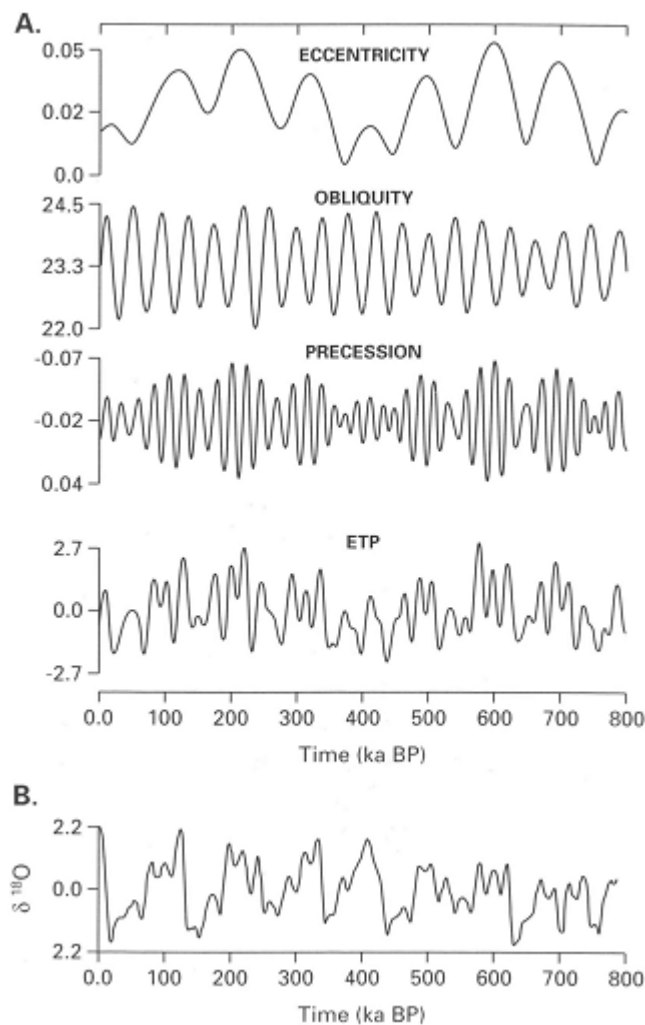


Abbildung 5: A. Variabilität von Exzentrizität, Schiefe und Präzession, sowie zusammengesetzte Kurve für alle drei Faktoren. B. Normalisierte und geglättete Kurve der Variabilität des Sauerstoff-Isotopen-Signals aus fünf Tiefseebohrkernen (LOWE & WALKER 1997, S. 15)

LOWE & WALKER (1997) zitieren BROECKER & DENTON (1990a, 1990b), die der Meinung sind, dass die astronomische Theorie alleine noch keine ausreichende Erklärung für die klimatischen Veränderungen während des Quartärs biete. Als weitere das Klima beeinflussende Faktoren werden von den Autoren die Verteilung der kontinentalen Landmassen, tektonische Aktivitäten, durch ozeanische Zirkulation verursachte Rückkopplungseffekte und das Ausmaß der globalen Eisbedeckung angesehen. Möglicherweise gibt es auch einen Zusammenhang zwischen Änderungen in der Atmosphärenzusammensetzung (Gehalt an CO₂, Methan, Staub) und den quartären klimatischen Schwankungen (LOWE & WALKER 1997).

Gegliedert wird das Quartär grundsätzlich in die beiden Epochen Pleistozän und Holozän. Dabei bezeichnet das Holozän den gänzlich rezenten Abschnitt einschließlich der Jetztzeit (WALKER ET AL. 2009). GIBBARD & VAN KOLFSCHOTEN (2004) weisen jedoch darauf hin, dass die synonyme Verwendung der Begriffe „rezent“ und „holozän“ nicht zulässig ist, da holozäne Prozesse, die möglicherweise bereits kurz nach dem Übergang von Pleistozän zu Holozän (ca. 12.900 bis 11.500 BP², vgl. WALKER ET AL. 2009) stattgefunden haben, natürlich nicht als rezent bezeichnet werden können.

Das Pleistozän umfasst hingegen den Zeitraum von 2,58 Mio. bis ungefähr 11.500 Jahre vor heute (siehe Abbildung 1). Aufgrund dieses gegenüber dem Holozän doch deutlich längeren Zeitrahmens wird das Pleistozän im Gegensatz zu diesem weiter untergliedert. Die beiden Haupttypen zur weiteren Unterteilung des Pleistozäns stellen sich dabei wie folgt dar: Auf der einen Seite gibt es eine Standardsubdivision auf Abschnittsebene (Gelasium, Calabrium, Ionium, Tarranium, siehe Abbildung 1). Vor allem Wissenschaftler, die mit terrestrischen Sedimenten arbeiten, haben daneben auch lokale Stratigraphien entwickelt, welche in räumlich begrenzten Studien hilfreich sein mögen, globale Korrelationen allerdings erschweren. Daneben besteht schon seit den 1930er Jahren (möglicherweise bereits davor) eine „quasi-formale“ Dreiteilung der Epoche in ein unteres, mittleres und oberes (bzw. frühes, mittleres und spätes) Pleistozän (GIBBARD & VAN KOLFSCHOTEN 2004). Wie diese Bezeichnungen mit der Standardsubdivision korreliert werden, ist in Abbildung 1 dargestellt.

Zusammenfassend lässt sich das Quartär also wie folgt definieren: Es handelt sich um die letzte Periode des Känozoikums, umfasst den Zeitraum der letzten 2,58 Mio. Jahre und lässt sich in Pleistozän und Holozän unterteilen. Charakteristisch für das Quartär sind fortlaufende Klimaschwankungen und damit einhergehende weitläufige pleistozäne Vergletscherungen während der Kaltzeiten (Glaziale).

2 BP = before present, also vor heute (auf das Jahr 1950 bezogen)

3.1.2 Quartäre morphologische Prozesse

Wie bereits in Abschnitt 3.1.1 beschrieben, wechselten sich im Verlauf des Quartärs kalte (Glaziale und Stadiale) und warme (Interglaziale und Interstadiale) Perioden ab. Es ist einfach nachzuvollziehen, dass im Zuge dieser klimatischen Veränderungen natürlich auch unterschiedliche Oberflächenformungsprozesse verschieden stark zu tragen kamen.

Generell lässt sich feststellen, dass während Kaltzeiten die morphologische Aktivität erhöht ist, während Warmzeiten Phasen relativer Oberflächenstabilität darstellen (CATT 1991). Stark vereinfacht – und rein aus dem Blickwinkel dieser Arbeit – könnte man Kaltzeiten auch als „Zeiten der Lössentstehung“ und Warmzeiten als „Zeiten der Bodenbildung“ bezeichnen. Auf diese und andere wichtige Prozesse soll in diesem Abschnitt eingegangen werden.

Laut CATT (1989, 1991) wirkten sich die klimatischen Veränderungen während des Quartärs in den mittleren Breiten, also auch im Untersuchungsgebiet dieser Arbeit, stärker auf die Stabilität der Landoberfläche aus als in den hohen und niederen Breiten. SPASSKAYA (1987, S. 136f.) unterscheidet fünf gegenwärtig aktive geomorphologische Prozesse, die durch das Klima kontrolliert werden:

1. Glaziale Prozesse (Ergebnis von Gletscheraktivität). Hier inkludiert ist auch die Aktivität des Schmelzwassers an der Eisoberfläche, der Schnittstelle zwischen Eis und Grundgestein, innerhalb des Eiskörpers und nahe dem Eisrand. Gegenwärtig sind diese Prozesse wenig verbreitet und hauptsächlich auf hocharktische Klimata beschränkt.
2. Kryogene Prozesse (Ergebnis des Einwirkens tiefer Temperaturen auf den Boden – besonders dort, wo diese um 0 °C schwanken). Diese Gruppe beinhaltet verschiedene Prozesse der Frostsorrtierung, des Frostkriechens und Frosthubes, die Entstehung von Eiskeilen sowie Prozesse der Flächenbildung (Altiplanation).
3. Hangprozesse (Hangabwärtsbewegung von verwittertem Material). Können unterteilt werden in:
 - a) gravitative Bewegungen im engeren Sinn, wie Bergstürze, Rutschungen, Steinschlag, Muren, etc. Diese werden in erster Linie durch geologische und topographische Faktoren kontrolliert.
 - b) verschiedene Arten von Kriechprozessen mit weitverbreitetem Auftreten. Diese resultieren aus einer Vielzahl von Faktoren wie Frostwechsel, Änderungen im Hangwasserhaushalt (Abfolgen von Durchfeuchtung und Austrocknung) und thermischen Schwankungen, aber auch biogene (Tiere, Pflanzenwurzeln) und chemische (z.B. das Entstehen von Gips-

kristallen) spielen eine Rolle. Sie sind typisch für feucht-gemäßigte Klimata, aber spezifische Arten von Bodenkriechen (thermisches Kriechen in Wüsten, Frostkriechen in Tundren) können auch unter anderen klimatischen Bedingungen auftreten.

- c) Solifluktion³. Kann nur unter der Voraussetzung eines hohen Bodenwassergehaltes auftreten und ist typisch für Permafrostgebiete (im active layer⁴) und die feuchten Tropen.
- 4. Eine weitere große Prozessgruppe wird durch den Einfluss von Wasser auf Landoberflächen konstituiert. Dazu zählen Denudations- und Erosionerscheinungen an vegetationsarmen bzw. -losen Hängen, der Splash Effect⁵, episodische Wasserläufe sowie ganzjährig Wasser führende Flüsse, die vollständig entwickelte Täler formen. Bedingung für all diese Prozesse ist ausreichender Niederschlag, der in Folge zu Oberflächenabfluss führt. Diese Voraussetzung wird in einigen klimatischen Zonen erfüllt.
- 5. Äolische Prozesse (Deflation, die Entstehung von Hohlformen und Wüstenpflaster, Sandtransport durch Luftströme sowie Sedimentation feiner Partikel aus der Luft) sind auf aride Gebiete und einige Bereiche der Periglazialzone mit offener Vegetation und ausreichend starken Winden beschränkt.

Auch wenn die zonale Verteilung dieser von SPASSKAYA (1987) als „primär“ (S. 137) angesehenen Prozesse möglicherweise weder während der Glaziale noch der Interglaziale exakt identisch mit jener der Gegenwart war, so ist doch anzunehmen, dass die meisten der oben beschriebenen Prozesse während gewisser Zeiträume entscheidenden Einfluss auf die Oberflächengestaltung im und um das Untersuchungsgebiet ausübten.

Wichtige Prozesse im Bezug auf das während der Kaltzeiten im Periglazialraum gelegene Untersuchungsgebiet (Abbildung 6) sind wohl die Auswirkungen von Frost und die damit verbundenen Massenverlagerungen sowie Solifluktion (KOHL 1997). Da das äolische Sediment Löss (siehe Abschnitt 3.2) im Untersuchungsgebiet von entscheidender Bedeutung ist, kann im Umkehrschluss natürlich auch eine besondere Relevanz von äolischen Prozessen für diesen Raum angenommen werden.

3 Auch *Bodenfließen*.

4 Die sommerliche Auftauschicht des Permafrostbodens. Ihre Mächtigkeit variiert zwischen 30 cm und 2 m.

5 Auch *Planschwirkung*. Darunter versteht man die Zerschlagung von Bodenaggregaten durch Regentropfen und das anschließende Zerspritzen von Wasser und Bodenpartikeln.

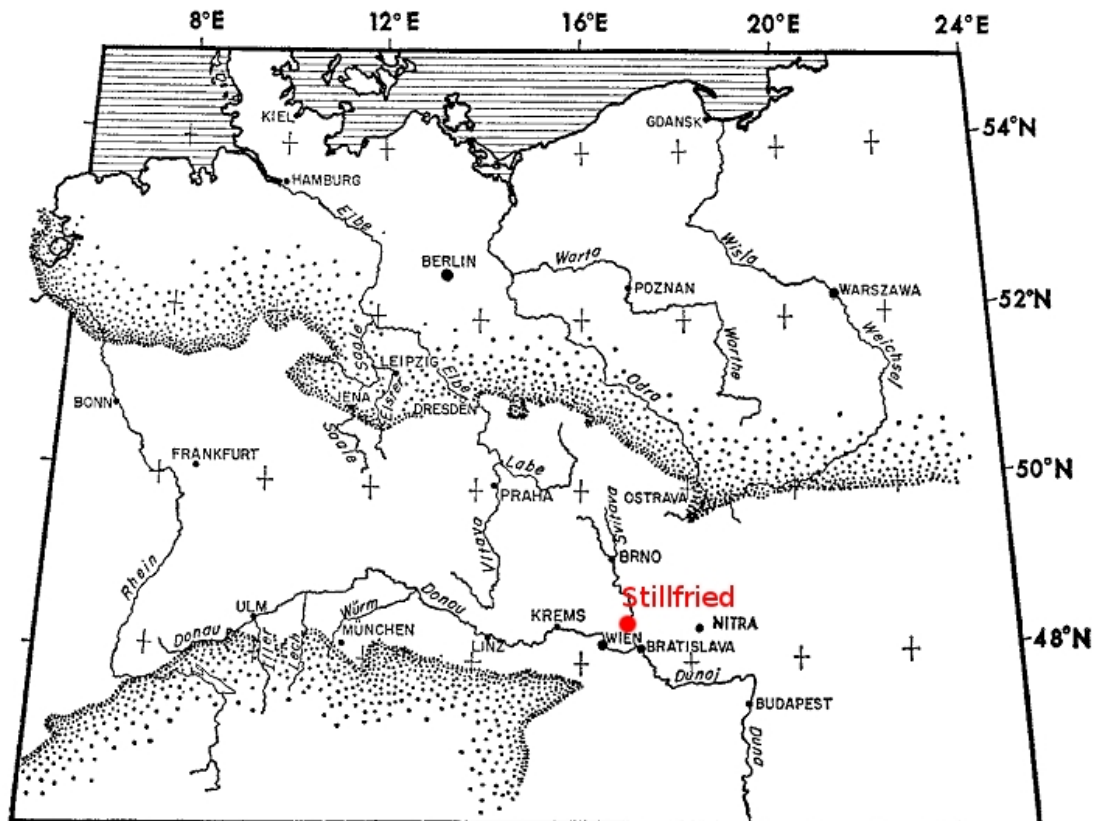


Abbildung 6: Lage des Untersuchungsgebietes "Stillfried" im pleistozänen Periglazialraum - maximale Ausdehnung der Gletscher gepunktet (verändert nach KUKLA 1975, S. 102)

Indirekt hatten aber wohl auch glaziale Prozesse Einfluss auf die Oberflächengestaltung im Untersuchungsgebiet, da diese während der Kaltzeiten im angrenzenden Alpenraum eine wichtige Rolle spielten (Abbildung 6). So können Gletscher u.a. als Materialquelle und somit Voraussetzung für die Lössentstehung im Periglazialraum interpretiert werden (siehe auch Theorien zur Lössentstehung, Abschnitt 3.2.2). Als weiteres kaltklimatisch bedingtes Phänomen, das sich auf den Periglazialraum auswirkt, muss die starke Schotterführung eiszeitlicher Flüsse und die damit verbundenen Aufschotterungen im periglazialen Bereich genannt werden (WOLDSTEDT 1958). Die dadurch entstandenen Terrassen stellen ein auffälliges morphologisches Merkmal der quartären Kaltzeiten dar, und erlangten im Rahmen von Penck und Brückners 1909 erschienenem, richtungsweisendem Werk „Die Alpen im Eiszeitalter“ auch eine entscheidende Bedeutung für die Gliederung des Quartärs. VAN HUSEN (1981/82) bezeichnet die Terrassen übrigens auch als „Sedimente der Abschmelzphasen“ (S. 207) und stellt ihre Entstehung somit zeitlich gesehen in die Übergänge zwischen Kalt- und Warmzeiten, welche er als Perioden besonders hohen Wasser- und Schuttangebots ansieht.

Während der Glaziale und Stadiale bildeten im Untersuchungsgebiet also sowohl Sedimentations- als auch Erosionsprozesse entscheidende Einflussfaktoren. In den Warmzeiten stellte sich dieses Bild hingegen etwas anders dar. Interpretiert man quartäre Paläoböden (siehe auch Abschnitt 3.3.2) als typische Merkmale von Interglazialen und Interstadialen, so müssen diese Zeitabschnitte günstigere Bedingungen für Bodenbildung aufgewiesen haben als die quartären Kaltzeiten. Neben dem bedeutenden Einfluss des Klimas auf die Bodenbildung selbst scheint auch die Stabilität der Landoberflächen stark klimatisch kontrolliert. In erster Linie ist diese erhöhte Stabilität dadurch zu erklären, dass sich milderes Klima positiv auf die Vegetation auswirkt und die Landoberfläche unter interglazialen Wäldern und interstadialen Graslandschaften weniger anfällig für Abtragungsprozesse ist (CATT 1989, CATT 1991).

Betrachtet man Spasskayas „primäre“ klimamorphologische Prozesse, so fällt aber auch auf, dass deren Auftreten häufig an klimatische Extrembedingungen gebunden ist. Nimmt man nun für das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit ein milderes, Bodenbildung begünstigendes Klima während der quartären Warmzeiten an, so können nur einige wenige dieser Prozesse zum Tragen kommen. Auch dies wirkt sich natürlich positiv auf die Oberflächenstabilität während dieser Perioden aus.

Neben Paläoböden nennt SCHÖNHALS (1951) auch Torf, Kieselgur, Mergel, Kalk und marine Sedimente als typische Bildungen quartärer Warmzeiten, während FRENZEL (1964) anmerkt, dass in den Warmzeiten generell organogene Sedimente entstanden seien und der Großteil der kaltzeitlichen Ablagerungen demgegenüber minerogener Natur sei.

3.1.3 Quartärforschung als wissenschaftliche Disziplin

Dieser Abschnitt soll einen kurzen Überblick über die Quartärforschung im Rahmen universitärer und außeruniversitärer Forschung bieten. Aufgrund der thematischen Nähe zu dieser Arbeit soll dabei im Speziellen auch auf die Bedeutung von Paläopedologie und Lössforschung innerhalb der Quartärforschung hingewiesen werden.

In der ersten Ausgabe von „Eiszeitalter & Gegenwart – Quaternary Science Journal“, der Zeitschrift der damals neu gegründeten DEUQUA⁶, definiert Chefredakteur Paul WOLDSTEDT im Jahr 1951 „Gegenstand und Methode der Quartärforschung“ (S. 12) wie folgt:

6 DEUQUA: Deutsche Quartärvereinigung, 1947 von P. Woldstedt zusammen mit R. Grahmann und K. Richter in Hannover gegründet

„Es ist die Gesamterforschung des Eiszeitalters im weiteren Sinne, d.h. unter Einschluß der Nacheiszeit, mit allen seinen Erscheinungen. [...] Das Quartär in seiner Stellung als jüngste geologische Formation, in der wir noch leben, hat einen ganz besonderen Charakter, der es von den älteren Formationen unterscheidet. Diese Unterscheidung ist einmal in der zeitlichen Stellung des Quartärs, eben als letzter geologischer Formation, begründet, sie ergibt sich weiter aus den in der Quartärforschung üblichen Arbeitsweisen und ergibt sich schließlich daraus, daß das Quartär die Formation der Entwicklung des Menschen ist. [...] Was ist jünger, was ist älter? das ist letzten Endes in der Geologie die entscheidende Frage. Auch in der Quartärforschung ist die stratigraphische Methode besonders wichtig. Entscheidend ist auch hier im allgemeinen die Altersfolge, und in diesem Sinne ist die Quartärforschung durchaus eine geologische Wissenschaft. Aber daneben muß mit zahlreichen anderen Methoden gearbeitet werden.“ (S. 12f.)

Woldstedt weist in seiner Beschreibung von Quartärforschung also dezidiert auf die Rolle der Interdisziplinarität dieses Fachbereichs hin. Neben der starken Verankerung in der Geologie sieht er vor allem die Morphologie als Teilgebiet der Physischen Geographie als entscheidend für die Erklärung quartärer Phänomene an. Weiters würden Klimatologie, Physik, Chemie, Botanik, Zoologie, Anthropologie und Urgeschichte wichtige Beiträge zur Quartärforschung liefern. Angesichts der starken Vernetzung der Quartärforschung mit anderen Disziplinen spricht Woldstedt in diesem Zusammenhang von ihrer Stellung als „Brückenwissenschaft“ (S. 13) – eine Stellung, die er sowohl als Stärke (Methoden und Ergebnisse benachbarter Wissenschaften werden vereint), als auch als Schwäche (Quartärforschung bleibt für die anderen Wissenschaften ein Randgebiet) der Disziplin ansieht. Es ist durchaus interessant, dass in Woldstedts Auflistung der quartären „Hilfswissenschaften“ (S. 13) die Pedologie⁷ überhaupt nicht vorkommt, während FINK (1955) die Bodenkunde in Form der Paläopedologie als eine der wichtigsten Subdisziplinen der Quartärforschung nennt.

In den 1990er Jahren spricht KOHL (1997) von großer stofflicher Vielfalt, vielseitigen Untersuchungsmethoden und Datierungsmöglichkeiten, die „die Eiszeitforschung längst zu einem eigenen multidisziplinären Zweig innerhalb der herkömmlichen Geowissenschaften“ (S. 349) gemacht hätten. Als Subdisziplinen, die zur Erforschung eiszeitlicher Phänomene beitragen, sieht er dabei die Palynologie⁸, Pedologie, Dendrochronologie⁹, Urgeschichtsforschung sowie Geophysik und -chemie mit Paläomagnetforschung, absoluten Altersdatierungen und Temperaturanalysen mittels der Sauerstoffisotopen ¹⁶O/¹⁸O. Die wissenschaftlichen Disziplinen, die sich mit der Eiszeitforschung beschäftigen, haben sich also seit den 1950er Jahren nicht wesentlich verändert, wohl aber ist es zu einer Weiterent-

7 Bodenkunde

8 Pollenanalyse

9 Auswertung der Jahresringe an Baumstämmen

wicklung der Methoden innerhalb der einzelnen Fachbereiche gekommen, sodass heute vor allem im Bereich der absoluten Altersbestimmung Analysen möglich sind, die vor 60 Jahren noch nicht einmal angedacht werden konnten.

Hier soll nun aber darauf eingegangen werden, wie und in welchem Ausmaß Lössforschung und Paläopedologie in die Quartärforschung hineinspielen. Ohne eine genauere Definition vorwegnehmen zu wollen (vgl. mit Abschnitt 3.2.1), kann Löss neben einer Betrachtung als geomorphologische Einheit, die die Landschaft bedeckt und eine wichtige Grundlage für ertragreiche Landwirtschaft bildet, vor allem auch als eiszeitliches Sediment gesehen werden (SMALLEY ET AL. 2009). Als solches ist Löss ein wichtiges Archiv quartärer Klimaänderungen (vgl. MUHS 2007). Wie schon in Abschnitt 3.1.2 beschrieben, lässt das Auftreten von Löss einen Rückschluss auf quartäre Umweltbedingungen und Prozesse zu. Die Erforschung dieses Sediments kann also einen wertvollen Beitrag zur Quartärforschung leisten. Als eines der wenigen Sedimente, die direkt aus der Atmosphäre abgelagert werden, ermöglicht primärer Löss (siehe auch Abschnitt 3.2.2) Aussagen über die atmosphärische Zirkulation und erlaubt paläoklimatische Rekonstruktionen im synoptischen Maßstab¹⁰. Durch Lumineszenzmethoden¹¹ kann Löss außerdem direkt datiert werden (AITKEN 1998 nach MUHS 2007).

Auch die Bedeutung von Löss für die quartäre Paläobodenforschung ist leicht ersichtlich. In keinem anderen terrestrischen Sediment werden Abfolgen begrabener Böden so gut konserviert wie in Löss. Im Zuge der Entstehung der meisten quartären Ablagerungen wurden auch die Böden erodiert (z.B. glaziale oder fluviale Prozesse und gravitative Massenbewegungen). Andere äolische Sedimente, wie z.B. Flugsande, in denen Böden ebenfalls erhalten bleiben, sind wiederum in ihrer räumlichen und zeitlichen Ausdehnung stark eingeschränkt (CATT 1991). Innerhalb der Quartärforschung stellen Paläoböden wichtige stratigraphische Marker dar. Sie bilden eine Grundlage für Korrelationen, ermöglichen relative Datierungen und liefern paläoklimatische Informationen. In Gebieten mit geringmächtigen Sedimentablagerungen stellen sie oft die einzige Informationsquelle für Paläoumweltbedingungen dar (LOWE & WALKER 1997). Die Interpretation von Löss-Paläoboden-Sequenzen ist allerdings umstritten. Während manche Forscher das Potential sehen, die paläoklimatische Entwicklung der letzten 2,4 Mio. Jahre darin in einer dem Sauerstoff-Isotopen-Signal der Tiefseebohrkerne entsprechenden Genauigkeit nachzuvollziehen (BRONGER & CATT 1998), weisen andere Quellen auf mögliche Probleme, wie z.B. die Schwierigkeit die Vollständigkeit einer solchen Sequenz festzustellen, hin (u.a. CATT 1991, DERBYSHIRE 2003). Anwendungspotential sowie Kritik an dieser Methode werden in Abschnitt 3.3 genauer besprochen.

¹⁰ Synoptische Skala (Wetterskala): Räumliche Gebiete von der Grösse (sic!) eines typischen Hochdruck-/Tiefdruckgebiets (Grössenordnung (sic!) 1.000 km) (SZÖNYI ET AL. 2006, S. 160).

¹¹ Lumineszenzdatierungen nutzen die Effekte radioaktiver Strahlung auf das Kristallgitter von Mineralen. Dabei wird davon ausgegangen, dass die Anzahl der in Strukturdefekten gefangenen Elektronen steigt, je länger ein Sediment Strahlung ausgesetzt ist (vgl. WALKER 2005, S.93)

3.2 Löss

3.2.1 Definition & Eigenschaften

Als Karl Cäsar VON LEONHARD, ein deutscher Mineraloge, den Löss im Rheintal 1824 erstmals explizit beschrieb, bezeichnete er diesen als *„[e]in lehmiges, unrein, gelblich-graues, im Bruche erdiges Gemenge aus Thon-, Kalk- und Kieseltheilchen und aus sehr kleinen Glimmer- Blättchen. Die feinstaubigen Theile sind zu einer losen zerreiblichen Masse verbunden“* (S. 723).

Diese mehr als 150 Jahre alte Definition von Löss kann heute wohl nicht mehr als zeitgemäß und aktuell angesehen werden. Im Laufe der Zeit hat sich eine Vielzahl an „Lössbeschreibungen“ angesammelt, was wohl dadurch erklärt werden kann, dass je nach fachlichem Standpunkt eine bestimmte Definition besonders zweckmäßig erscheinen mag. SMALLEY (2011) spricht in diesem Zusammenhang auch von unterschiedlichen „Einstellungen“¹² gegenüber Löss.

Angewandte Forschungszweige wie Geotechnik und Agrarwissenschaft betrachten Löss aus einer anderen Perspektive als die stärker theoretisch orientierten Disziplinen Sedimentologie und Stratigraphie (PÉSCI 1972). Aus geotechnischer Sicht ist beispielsweise die Neigung von Löss, unter Auflast und aufgrund von Durchfeuchtung zu kollabieren, besonders interessant (HOWARTH 2010). Die Agrarwissenschaft hat wiederum das Ziel, Fruchtbarkeit und Erosionsanfälligkeit von Lössböden (CATT 2001) zu erforschen, um landwirtschaftliche Erträge erhalten und steigern zu können (PÉSCI 1972). Sedimentologisch orientierte Lössforschung beschäftigt sich mit lithologischen, chemischen und physikalischen Eigenschaften von Löss, aber auch mit dessen regionaler und entwicklungsgeschichtlicher Variabilität, während die stratigraphische Einordnung von Lössschichten eines der wichtigsten Mittel für quartäre Paläoumweltrekonstruktionen ist (PÉSCI 1972).

Grundsätzlich kann man zwei Arten von Lössdefinitionen unterscheiden: einerseits solche, die eine reine Beschreibung der physikalischen Attribute von Lössablagerungen darstellen, und andererseits jene, die auch eine Aussage über deren Entstehung beinhalten (SMALLEY 1972). Moderne Definitionen fallen wohl selten nur in die eine der beiden Kategorien, sondern stellen meist eine Kombination daraus dar. SMALLEY (1975) argumentiert, dass der Entstehungsprozess entscheidend zum Aufbau einer geologischen Formation beitrage. Im Falle eines Konsenses über die Entstehungsweise erscheine es deshalb logisch, dass diese auch Teil der Definition sein solle. Gerade in diesem Zusammenhang tragen somit auch unterschiedliche „Löss-Schulen“ (anglo-amerikanische vs. mittel- vs. ost-europäische) zur Vielfalt an Definitionen bei (vgl. RIEGLER 2007).

¹² Engl. Quelltext: „attitudes“ (S. 5)

MUHS & BETTIS (2003) identifizieren zwei Kriterien, die allen Definitionen gemeinsam seien: Löss wurde vom Wind abgelagert und besteht hauptsächlich aus schluffgroßen Teilchen. Dies sind exakt jene Merkmale, die sich in der Lössdefinition von PYE (1995, S. 654) finden:

Löss ist ein terrestrisches, klastisches Sediment, das sich hauptsächlich aus Schluffteilchen zusammensetzt und im Wesentlichen durch die Ablagerung von äolisch verfrachtetem Staub entsteht. Die einzigen grundsätzlichen Kriterien für die Einordnung eines Sediments als Löss sind, dass (a) die Ablagerung vorwiegend aus durch Wind transportiertem Schluff besteht und (b) die Ablagerung subaerisch stattgefunden hat.

Es sind möglicherweise PYES (1987, 1995) so einfach wie möglich gehaltene Definitionen gegen die sich Pésci mit seinen sehr detaillierten Lössbeschreibungen richtet (vgl. SMALLEY ET AL. 2011). PÉSCI (1990, 1995) nennt darin zuerst 10 und später 12 Kriterien, die einen typischen Löss ausmachen sollen. PYE (1995) argumentiert wiederum, dass Löss global gesehen eine bedeutende natürliche Variabilität hinsichtlich Mächtigkeit, Korngröße, Farbe, Mineralogie, geochemischer Zusammensetzung, geotechnischer Eigenschaften und Morphologie aufweise. Er hält Péscis Definitionen daher für zu normativ. Auch SMALLEY ET AL. (2011) sehen in Pyes Ansatz Vorteile: So sei dessen Definitionsweise ein geeigneter Ausgangspunkt für die Ausarbeitung differenzierterer Definitionen; vor allem aber sei sie aufgrund ihrer Einfachheit eine gute Basis für die spezifischen Interessen vieler an der Lössforschung beteiligter Disziplinen.

Interessant sind insbesondere auch die unterschiedlichen Ansichten zur Rolle des Kalkgehalts in den Lössdefinitionen. SMALLEY ET AL. (2011) bezeichnen Péscis Aussage zur Bedeutung der Karbonate für die Umwandlung des äolisch abgelagerten Schluffes zu Löss unter bestimmten Umweltbedingungen als einzig strittigen Punkt unter dessen 12 Lösskriterien¹³. Alle übrigen Punkte seien rein beschreibend und trügen in keiner Weise zur Stützung von Péscis These bei, dass Löss mehr als nur Staub sei. Daneben verweisen aber auch andere Quellen in unterschiedlichem Maße auf den Karbonatgehalt als wichtiges Lössmerkmal (z.B. RUSSELL 1944, FINK 1965, LOŽEK 1968, KUKLA 1975, BEDNARIK 2008). Einige, vor allem europäische Autoren, sind dabei wie Pésci Anhänger der Lössifikations-theorie¹⁴ (MUHS & BETTIS 2003). Gerade in der älteren Literatur steht eine Betonung der Bedeutung des Karbonatgehalts aber teilweise auch im Zusammenhang mit der Theorie, dass Löss in-situ entstehen könnte (vgl. SMALLEY 1971). Im

13 SMALLEY ET AL. (2011) sehen darin Péscis Formulierung „Loess is not just the accumulation of dust“, welche gleichzeitig Titel und Grundaussage dessen Artikels in Quaternary International 7/8 aus dem Jahr 1990 ist, begründet.

14 Unter Lössifikation versteht man eine schwache Zementierung der äolisch abgelagerten Schluffteilchen durch Karbonate (MUHS 2007).

Gegensatz dazu vertritt PYE (1995) ebenso wie CEGLA (1972 nach SMALLEY 1975) die Ansicht, dass der Karbonatgehalt ein schlechter Lössindikator sei und das Vorhandensein oder Fehlen von Kalziumkarbonat kein bestimmendes Merkmal einer Lössdefinition darstellen solle. Er begründet dies mit der hohen Schwankungsbreite des Kalkgehalts und plädiert dafür, die Homogenität von Transport- und Ablagerungsweise des Ausgangsmaterials stärker zu gewichten.

Laut MUHS (2007) besitzt typischer Löss Schluffanteile von 60-90%. Bis zu 20% Tonanteil sind in typischem Löss nichts Ungewöhnliches; übersteigt der Tongehalt jedoch 20%, so spricht man von *tonigem Löss*. Analog dazu wird Löss mit mehr als 20% Sandanteil als *sandiger Löss* bezeichnet (PYE 1987). Korngrößenvariationen im Löss reflektieren im Allgemeinen die Distanz zur Lössquelle, da der äolische Transport zu einer Sortierung des transportierten Materials führt. Die vorzeitig erfolgende Ablagerung gröberer Teilchen resultiert in einer abnehmenden durchschnittlichen Korngröße mit zunehmender Entfernung von der Materialquelle (WOLDSTEDT 1958, MUHS 2007). Der Transport schluffgroßer Tonagregate kann außerdem für einen erhöhten Tongehalt in Lössablagerungen sorgen (MUHS & BETTIS 2003). Ein solcher kann in weiter von Lössquellen entfernten Sedimentkörpern teilweise auch dadurch erklärt werden, dass das Material in diesen Gebieten aufgrund der geringeren Akkumulationsraten intensiverer Oberflächenverwitterung ausgesetzt ist (PYE 1987). Korngrößenvariationen innerhalb eines Lössprofils können das Ergebnis alternierender Lössquellen und Windstärken im Laufe der Zeit sein (MUHS & BETTIS 2003).

Mineralogisch betrachtet besteht Löss hauptsächlich aus Quarz. Weitere Bestandteile sind Feldspäte, Glimmer, Karbonate, Tonminerale und Schwerminerale (PYE 1987, PYE 1995). Die Angaben zu den exakten Anteilen der einzelnen Minerale schwanken in der Literatur allerdings (siehe auch Tabelle 1).

Tabelle 1: Uneinheitliche %-Angaben zur mineralogischen Komposition von Löss in der Literatur (zusammengestellt von RIEGLER 2007, S. 6 – nach PÉSCI & RICHTER 1996 und PYE & SHERWIN 1999)

Mineral	PÉSCI & RICHTER	PYE & SHERWIN
Quarz	30-50	50-70
Feldspat	5-20	5-30
Glimmer & Chlorit	4-10	5-10
Karbonat	2-25	0-30
Tonminerale	k.A.	10-15
Schwerminerale	1-6	<5

Eng verknüpft mit der Mineralogie ist die geochemische Zusammensetzung von Löss, die regional stark variieren kann. Allen Lössen weltweit ist gemeinsam, dass sie einen hohen SiO₂-Gehalt aufweisen (vgl. PYE 1987, MUHS & BETTIS 2003). Dieser erklärt sich überwiegend durch die hohen Quarz-Anteile im Löss, aber in

kleinerem Maße tragen auch Feldspäte und Tonminerale dazu bei (MUHS & BETTIS 2003). Die SiO_2 -reiche Zusammensetzung von Löss ist generell mit jener der durchschnittlichen oberen Kontinentalkruste vergleichbar (TAYLOR & MCCLENNAN 1985 nach SOREGHAN ET AL. 2008). Regionale Abweichungen in der Geochemie spiegeln Unterschiede im Aufbau der Ausgangsgesteine wider (PYE 1987). Dabei sind besonders Streudiagramme sich ergänzender Elementpaare der nichtquarzischen Mineralfraktion von besonderem Interesse, da diese charakteristische geochemische Bereiche für jeden Lösskörper abgrenzen. Was die silikatischen Minerale betrifft, so fallen die meisten Lössen in Bereiche, die zwischen der durchschnittlichen Zusammensetzung von tonreichen Schiefern (hohe Al_2O_3 -Gehalte) und quarzreichen Sandsteinen (bedeutende SiO_2 -Anteile) liegen (MUHS & BETTIS 2003). Löss mit hohem Tonmineralbestand verfügt über relativ große Mengen an Al_2O_3 , Fe_2O_3 und TiO_2 , während sich karbonat-, d.h. calcit- oder dolomitreicher Löss durch eher hohe CaO- bzw. MgO-Werte auszeichnet (MUHS 2007).

3.2.2 Entstehung & Verbreitung

FREE (1911) benannte zwei Problemstellungen der Lössbildung: jene der Material- und jene der Ablagerungsentstehung. Nachdem Virlet d'Aoust die Theorie des äolischen Lösstransports 1857 erstmals propagiert hatte, wurde diese später durch von Richthofen popularisiert (PYE 1987). Zwar beschäftigte sich PUMPEL (1879) schon kurz nach von Richthofens Veröffentlichung seiner Beobachtungen über den Löss in China in den 1870er Jahren auch mit der Frage, woher das vom Wind transportierte Material ursprünglich stamme, doch meist standen eher Transport- und Ablagerungsprozesse im Fokus der Forschung (vgl. SMALLEY 1971, 1975).

Die Materialherkunft schien hingegen lange Zeit aufgrund HARDCASTLES (1890) Konzepts des durch Gletscherschurf entstandenen „Gesteinsmehls“¹⁵ ausreichend geklärt. Dies ist auch durchaus verständlich, wenn man die offensichtliche räumliche Nähe großer Lössvorkommen und der pleistozänen Vereisungen betrachtet (vgl. SMALLEY 1995, WRIGHT 1995, MUHS & BETTIS 2003, SOREGHAN ET AL. 2008). Seit circa der Mitte des 20. Jahrhunderts wird das Modell vom *glazialen/periglazialen* Löss allerdings auch immer wieder infrage gestellt (vgl. MUHS & BETTIS 2003, MUHS 2007). 1995 hält SMALLEY fest, dass sich in den vergangenen 30 Jahren herausgestellt habe, dass die Entstehung der erforderlichen Schluffmengen nicht allein glazialen Prozessen zugeschrieben werden könne. MUHS & BETTIS (2003) sind der Meinung, dass eine nur dem Gletscherschurf zugeschriebene Lössherkunft das Problem zu stark vereinfache. Die Frage der Schluffgenerierung bleibt also trotz zahlreicher Veröffentlichungen zu diesem Thema seit den 1980er Jahren weiterhin kontrovers (SOREGHAN ET AL. 2008).

¹⁵ Engl. Quelltext: „rock-meal“ (S. 413)

Vor allem im Zusammenhang mit den mächtigen chinesischen Lössablagerungen wurde der glaziale Ursprung des Lösses immer wieder angezweifelt (vgl. SOREGHAN ET AL. 2008). Lange Zeit galt das chinesische Lössplateau als Beweis für die Existenz von Wüstenlöss; eine Verknüpfung, die ursprünglich bereits von Richthofen 1882 herstellte (SOREGHAN ET AL. 2008). Der Begriff *Wüstenlöss* bezeichnet dabei Lössvorkommen, deren Ausgangsmaterial in ariden oder semiariden Regionen entstanden ist (MUHS 2007).

Betrachtet man jedoch die potentiell-schluffbildenden Prozesse in Tabelle 2, so wird ersichtlich, dass die Schluffproduktion bei Verwitterung unter warmklimatischen Bedingungen im Allgemeinen ineffizient zu sein scheint. Größere Mengen an Mittel- und Grobschluff können in Wüsten theoretisch nur durch die Verwitterung schluffreichen Ausgangsgesteins gebildet werden (vgl. PYE 1995, MUHS & BETTIS 2003, SOREGHAN ET AL. 2008). SMALLEY (1980 nach SMALLEY & SMALLEY 1983) entwickelte daher für die Lössablagerungen um Taschkent eine Entstehungstheorie, in welcher Löss-Schluff durch kaltklimatisch bedingte Verwitterung in den tektonisch aktiven Hochgebirgsregionen Zentralasiens produziert wird; später wurde diese auch auf die Lössvorkommen Chinas übertragen und für den auf diese Weise gebildeten Löss der Begriff des „mountain loess“¹⁶ eingeführt (SMALLEY & SMALLEY 1983, S. 64). PYE (1995) schlägt dafür analog zum periglazialen Löss die Bezeichnung *perimontaner Löss* vor.

Was die Debatte über Wüstenlöss angeht, so stellen SOREGHAN ET AL. (2008) mit Verweis auf mehrere Arbeiten zu Nordamerika, Afrika und Australien (BUTLER 1956, SMALLEY & VITA-FINZI 1968, SMALLEY & KRINSLEY 1978, TSOAR & PYE 1987, SMALLEY 1990, PYE 1995, ASSALLAY ET AL. 1998, MUHS & BETTIS 2003) fest, dass dessen theoretische Bedeutung aufgrund des Mangels an signifikanten Lössvorkommen in Wüstennähe letztendlich ad absurdum geführt werde. Für den Löss in China scheint aufgrund der übereinstimmenden Resultate mehrerer Studien (vgl. SOREGHAN ET AL. 2008) mittlerweile gesichert, dass die zentralasiatischen Wüstenbecken nur als „Zwischenlager“ für den in den angrenzenden Hochgebirgen entstandenen Schluff dienen (SOREGHAN ET AL. 2008, SMALLEY ET AL. 2009). Zwar gab es in den letzten Jahrzehnten verstärkt Bemühungen die Mechanismen der Schlufferzeugung zu erforschen (u.a. WRIGHT 1995, ASSALLAY ET AL. 1998, WRIGHT 2001, SMALLEY ET AL. 2005), aber solange diese nicht zweifelsfrei geklärt sind, wird die Diskussion über die Rolle nicht-glazialer Prozesse für die Lössentstehung wohl weitergehen (vgl. SOREGHAN ET AL. 2008).

¹⁶ In der deutschsprachigen Literatur konnte keine Entsprechung für *mountain loess* gefunden werden. Die Begriffe *Berglöss* und *Gebirglöss* werden beide bereits in einem anderen Zusammenhang verwendet (vgl. FIEDLER 2001, S. 84).

Tabelle 2: Überblick über Prozesse, die Ausgangsmaterial für Löss erzeugen können (übersetzt nach SOREGHAN ET AL. 2008, S. 237)

Prozess	Merkmale/Voraussetzungen	Wirksamkeit	Ausgewählte Quellen
Gletscherschurf	produziert große Schluffmengen, kantig, variierende Mineralogie; möglicherweise niedriger CIA ¹⁷ ; verknüpft mit glazialen/periglazialen Indikatoren	Allgemein als hoch effektiv angesehen. Imstande große Mengen an Schluff zu erzeugen.	SMALLEY 1966; KUENEN 1969; BOULTON 1978; SMALLEY & KRINSLEY 1978; WHALLEY 1979; HALDORSEN 1981
Frost-/thermische Verwitterung	ausreichende Feuchtigkeitsversorgung, empfängliches Ausgangsgestein	<1% der Verwitterungsprodukte sind Feinsand oder Schluff	PYE & PAINE 1984; LAUTRIDOU & OZOUF 1982
Verwitterung von schluffreichem Ausgangsgestein	schluffreiches Muttergestein erforderlich (z.B. Schiefer, Phyllit, silikatreiche Vulkanite, Schluffstein); spiegelt Herkunft wider	effektiv	KUENEN 1969; BLATT 1987, 1989; MUHS & BETTIS 2003
Tektonische Prozesse	Hinweise auf mit intensiver Orogenese einhergehende Schluffgenerierung	Führen <i>in Verbindung mit</i> extremen klimatischen Bedingungen zu wirksamer glazialer und kaltklimatischer Verwitterung.	PYE 1995; SMALLEY 1990, 1995; ASSALLAY ET AL. 1998
Salzverwitterung	erfordert Verfügbarkeit von Salzen und empfänglichem Ausgangsgestein (z.B. poröser Sandstein)	Experimentelle Daten zeigen begrenzte Effektivität.	GOUDIE ET AL. 1979; WHALLEY ET AL. 1982; PYE & SPERLING 1983; SMITH ET AL. 1987, 2002; GOUDIE & VILES 1997
Fluviatile Zerkleinerung	setzt Existenz energiereicher (oder großer) Flusssysteme voraus	Experimentelle Daten zeigen begrenzte Effektivität.	MOSS ET AL. 1981; WRIGHT & SMITH 1993; WRIGHT ET AL. 1998
Äolische Abrasion	erfordert Vorhandensein großer Dünenfelder	Empirische Daten (aus rezenten Sandwüsten) deuten auf begrenzte Wirksamkeit hin (der Großteil des entstehenden Materials ist fein- oder grobkörniger als „Löss“).	WHALLEY ET AL. 1987; BULLARD ET AL. 2004
Chemische Verwitterung	hoher CIA, Lösungs-/Ätzstrukturen an Oberfläche	Empirische Daten (aus rezent tropischen Regionen) zeigen niedrigen Schluffanteil.	NAHON & TROMPETTE 1982
Explosiver Vulkanismus	vulkanische Herkunft	Wirksame Produktion großer Mengen in der Nähe saurer Vulkanherde.	PYE & MAZZULLO 1994; ASSALLAY ET AL. 1998; SMALLEY & VITA-FINZI 1968; IRIONDO 1999
Biologische Entstehung	Quarzschluff mit nachgewiesenem biologischem Ursprung (z.B. durch Lumineszenz- oder Isotopenanalysen)	Produktionsmenge wird gewöhnlich als gering angesehen, eigentlich unbekannt.	SCHIEBER ET AL. 2000

17 CIA = Chemical Index of Alteration, in etwa Index chemischer Veränderung

Der CIA ist der gängigste der verfügbaren Verwitterungsindizes (BAHLBURG & DOBRZINSKI 2011). Ursprünglich entwickelt, um den relativen Grad der chemischen Verwitterung von Sedimenten vor deren Ablagerung zu bestimmen, wurde er hauptsächlich im Zusammenhang mit Lutiten eingesetzt; in letzter Zeit wird aber auch für quartären Löss versucht mittels Berechnung von CIA Werten dessen Verwitterungsgrad und Herkunft abzuleiten (SOREGHAN ET AL. 2008).

SMALLEY ET AL. (2011) nennen äolischen Transport den entscheidenden Schritt in der Entstehung einer Lössablagerung. Dies sei der Schlüsselprozess, der Löss zu Löss mache. Windtransport ist aber deshalb noch lange kein isoliert ablaufender, sondern ein mit vielen anderen Faktoren verketteter Vorgang.

Voraussetzung für den äolischen Transport großer Schluffmengen ist die Existenz ausgedehnter vegetationsloser oder -armer Flächen, aus welchen der Wind das Material ausblasen kann (vgl. WOLDSTEDT 1954). Obwohl diese Auswehung direkt im Entstehungsgebiet des Löss-Schluffs erfolgen kann, kommt es in der Regel zu Zwischentransport und -ablagerung durch Wasser. Durch fluviatilen und fluvio-glazialen Transport wird das Sediment nicht nur verlagert, sondern gleichzeitig auch sortiert. Im Zusammenhang mit Lössentstehung ist dies von besonderer Bedeutung, da durch den aquatischen Transport die Ton- und Feinschluff-Fractionen ausgewaschen werden. Das auf diese Weise verlagerte Material besitzt deshalb eine verminderte Kohäsionsneigung und kann vom Wind leicht aufgenommen werden (PYE 1995).

Fluviatiler Transport führt aber nicht nur zu einer Materialsortierung. Vor allem hat er auch entscheidenden Einfluss auf die geographische Verteilung der Lössvorkommen (vgl. SMALLEY ET AL. 2009). Flüsse sind demnach Sedimentdistributoren innerhalb ihres Einzugsgebietes. Äolische Lössverlagerung findet hingegen bevorzugt im Nahtransport über relativ kurze Distanzen statt (vgl. KÖLBL 1930, RUNGALDIER 1958-60, PYE 1987, SMALLEY ET AL. 2009) und im Gegensatz zum fluviatilen Transport ist sie natürlich nicht an Wasserscheiden gebunden (vgl. WOLDSTEDT 1954). Windtransport steuert also in gewissem Maße die lokale Verteilung von Löss. Wie bereits in Abschnitt 3.2.1 beschrieben, erfolgt durch den äolischen Transport zugleich auch eine Materialsortierung. Geht man davon aus, dass ein Großteil des Feinmaterials bereits fluviatil entfernt wird, so kommt es durch den Windtransport hauptsächlich zu einer Trennung des Grob- und Mittelschluffs vom Sandanteil des Ausgangsmaterials (siehe Abbildung 7, vgl. WOLDSTEDT 1954).

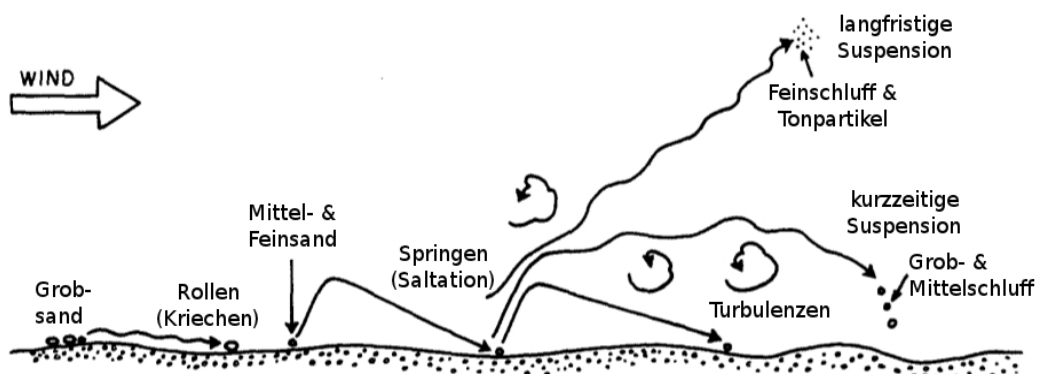


Abbildung 7: Äolischer Transport und damit verbundene Materialsortierung (verändert nach PYE 1995, S. 661)

Prinzipiell unterscheidet man bei der Sedimentation von sich in Suspension befindlichen Partikeln zwischen *trockener* und *nasser*¹⁸ Ablagerung. Im Fall von Löss kann wegen der im Allgemeinen großen räumlichen Nähe von Ablagerungs- und Quellgebieten wohl davon ausgegangen werden, dass die trockene, gravitative Sedimentation überwiegt (vgl. TEGEN 2003). Trockene Ablagerung findet in erster Linie statt, wenn die Windstärke nachlässt oder die Oberflächenrauigkeit zunimmt (PYE 1995). Dies führt dazu, dass sich Löss oft im Lee von topographischen Hindernissen sammelt, wo die Kraft des Windes nicht mehr ausreicht, um das Material in Suspension zu halten (vgl. VERGINIS 1993).

Trotzdem befinden sich nicht an allen, aufgrund des Materialangebots potentiell möglichen Stellen auch tatsächlich Lössablagerungen. Der räumliche Zusammenhang zwischen Schluffquellen und Lössverbreitung ist also von weiteren Faktoren, wie Geländeform sowie Klima- und Vegetationsgradienten, abhängig (vgl. PYE 1995). Findet eine initiale Sedimentation statt, so ist diese nicht automatisch stabil. Schluff, der auf glatten, kahlen und trockenen Oberflächen abgelagert wird, läuft Gefahr rasch wieder in Suspension überzugehen (vgl. PYE 1995, HUGGETT 2011). Vor allem Vegetation scheint aber eine effektive Sedimentfalle darzustellen (vgl. WOLDSTEDT 1954, PYE 1995). In Verbindung mit ausreichend hohen Sedimentationsraten kann sich unter ihrem Schutz genügend Schluff ansammeln, um einen Lösskörper zu formen (vgl. TSOAR & PYE 1987 nach PYE 1995). Auch durch kapillaren Wasseraufstieg hervorgerufene Bodenfeuchte fördert die Adhäsion und trägt so zur Lössakkumulation bei (CEGLA 1969 nach VERGINIS 1993). Vor Kurzem wurden von SMALLEY ET AL. (2011) unter dem Hinweis, dass weitere Studien nötig seien, „biologische Lösskrusten“¹⁹ als Stabilisatoren vorgeschlagen.

Unabhängig davon, welcher der eben genannten Faktoren ausschlaggebend für die Löss-Stabilisierung ist, wird solch direkt vom Wind abgelagertes Material auch als *primärer Löss* bezeichnet (vgl. PYE 1987). Langfristig stabile Ablagerungsverhältnisse scheinen in Europa allerdings eher die Ausnahme zu sein (FRECHEN ET AL. 2003). Dies erklärt wahrscheinlich, weshalb die deutschsprachige Literatur so viele Begriffe für Löss und lössähnliche Sedimente kennt. PYE (1987) bevorzugt eine hingegen eine vergleichsweise einfache Nomenklatur. Als *umgelagerten*²⁰ Löss bezeichnet er primären Löss, der durch fließendes Wasser und/oder Hangprozesse erodiert und in beträchtlicher Entfernung von der initialen Ablagerungsposition wieder sedimentiert wurde. So definiert sich auch

18 Darunter versteht man die Auswaschung von Staub aus der Atmosphäre durch Niederschlag (TEGEN 2003).

19 *Biologische Lösskrusten* (biological loess crusts) sind eine spezialisierte Form der biologischen Bodenkrusten (vgl. SMALLEY ET AL. 2011). Unter biologischen Bodenkrusten versteht man eine „durch Mikroorganismen und niedere Pflanzen [...] zu einer härteren Schicht verfestigte Oberfläche von terrestrischen Böden, auf der keine höhere Vegetation vorkommt. [...] Die biologische Kruste kann positiv auf die Nährstoffdynamik des Bodens wirken, z.B. über Einfangen von Stäuben [...]“ (SCHAEFER 2012, S. 38f.)

20 Engl. Quelltext: „reworked“ (S. 199)

ein Teil der von FINK (1974, S.417) „Lößderivate“ genannten Gruppe. Fink unterscheidet hierbei nämlich *allochthone*²¹ Lössderivate, welche weitestgehend Pyes umgelagertem Löss entsprechen, sowie *autochthone*²² Lössderivate.

Letztere können in etwa PYES (1987) *verwittertem*²³ Löss gleichgesetzt werden. Dabei handelt es sich um primären Löss, dessen charakteristische Merkmale in-situ durch Verwitterung, Bodenbildung und Diagenese deutlich verändert wurden. Ein relativ bedeutender Unterschied zur deutschsprachigen Literatur besteht bei Pye was den Begriff der *lössartigen Sedimente*²⁴ angeht. FINK (1974) verwendet diese Bezeichnung synonym zu den Lössderivaten; PYE (1987) benennt damit Ablagerungen, die viele der sedimentologischen Charakteristika von äolischem Löss aufweisen, allerdings zu keinem Zeitpunkt ihrer Entstehung durch Wind transportiert wurden.

Zusammenfassend kann man also festhalten, dass vier Schlüsselprozesse an der Entstehung von Lössablagerungen beteiligt sind: 1) Bildung des Ausgangsmaterials; 2) Transport dieses Materials; 3) Ablagerung; 4) Modifizierung nach der Ablagerung (SMALLEY & SMALLEY 1983). Generell scheinen die Umweltbedingungen während pleistozäner Kaltzeiten zumindest den ersten drei Prozessen zuträglich gewesen zu sein (vgl. MUHS & BETTIS 2003, MUHS 2007, SOREGHAN ET AL. 2008). Aufgrund der großen räumlichen Nähe der nordamerikanischen und eurasischen Lössgürtel zu ehemals vergletscherten Gebieten ist dies dort leicht nachzuvollziehen (siehe Abbildung 8 & Abbildung 10). Aber auch die oben thematisierten chinesischen Lössvorkommen, in deren unmittelbarer Nähe sich keine bedeutenden pleistozänen Gletscher oder Eisschilde befanden (LIU 1988 nach MUHS 2007), korrelieren anscheinend mit den Glazialen (MUHS 2007).

Kleinere Lössablagerungen, die wahrscheinlich weitgehend unabhängig von Vergletscherungen entstanden sind, befinden sich in Argentinien (Abbildung 9) und Neuseeland. Für den südamerikanischen Löss wird ein Zusammenhang mit quartärem Vulkanismus angenommen, während die Ablagerungen der neuseeländischen Nordinsel womöglich durch erhöhte Schluffproduktion im Rahmen junger Gebirgsbildung erklärt werden können. Der Löss der neuseeländischen Südinsel ist hingegen vermutlich glazialen Ursprungs (vgl. SMALLEY 1995). Dass es in Afrika, dem Nahen Osten und Australien nur vereinzelt Lössvorkommen gibt (vgl. SOREGHAN ET AL. 2008), spiegelt wohl den oben diskutierten Umstand wider, dass Wüsten keine ergiebigen Schluffquellen zu sein scheinen. Insgesamt sind ca. 10 % der gesamten Erdoberfläche von Löss bedeckt (PYE 1987).

21 „primär überwiegend äolisch gebildetes (sedimentiertes) Material, das sekundär durch verschiedene Prozesse verlagert [...] worden ist“ (FINK 1974, S. 417)

22 „primär überwiegend äolisch gebildetes (sedimentiertes) Material, das sekundär [...] in-situ überprägt worden ist“ (FINK 1974, S. 417)

23 Engl. Quelltext: „weathered“ (S. 199)

24 Engl. Quelltext: „loess-like deposits“ (S. 200)



Abbildung 8: Lössvorkommen in Eurasien (MUHS 2007, S. 1406 - verändert nach MUHS & BETTIS 2003 sowie dort referenzierten Quellen)

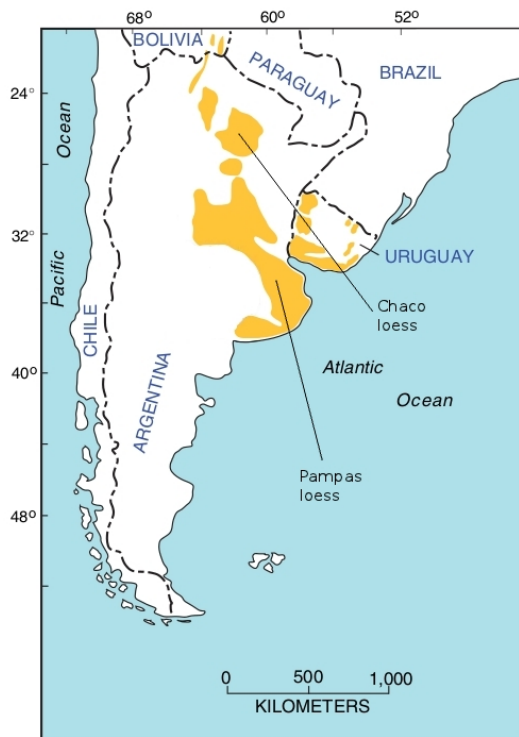


Abbildung 9: Lössverbreitung in Südamerika (verändert nach MUHS 2007, S. 1407 sowie dort referenzierten Quellen)



Abbildung 10: nordamerikanische Lössvorkommen (MUHS 2007, S. 1407 - zusammengestellt aus PÉWÉ 1975, BETTIS ET AL. 2003, BUSACCA ET AL. 2004 sowie dort referenzierten Quellen)

3.2.3 Löss in Österreich

Das Einzugsgebiet der Donau, in dem sich die österreichischen Lössvorkommen befinden, wird von SMALLEY ET AL. (2009) als bedeutende Lössregion bezeichnet. Gleichzeitig nennen sie die Donau einen wichtigen Löss-Fluss und die Alpen eine signifikante Lössquelle. In diesem Zusammenhang sollte auch der Inn, der zweitgrößte Nebenfluss südlich der Donau, als wichtiger Zulieferer alpinen Ausgangsmaterials erwähnt werden (vgl. SMALLEY & LEACH 1978). Ein Großteil des österreichischen Lösses dürfte also mit den pleistozänen Vergletscherungen der Alpen in Verbindung stehen.

Daneben wird aber immer wieder auf die Bedeutung der March für die Lössablagerungen im Donaauraum hingewiesen. ŠIBRAVA (1978) verweist in erster Linie darauf, dass die March neben dem Rhein die zweite Verknüpfung zwischen dem nordeuropäischen und dem alpinen Vereisungssystem darstelle. Die March soll also glaziale Sedimente aus dem Norden Europas über das mährische Tiefland in den Donaauraum transportiert haben (SMALLEY & LEACH 1978). Teile dieses Materials wurden wahrscheinlich bis ins untere Donaubecken transportiert, aber es ist anzunehmen, dass es ebenso das Ausgangsmaterial für die Lössablagerungen im Nordosten Österreichs bildet (vgl. SMALLEY & LEACH 1978). Hinweise auf eine Herkunft aus der Marchebene findet man in den Lössablagerungen selbst, die in dieser Region Österreichs von Osten nach Westen hin an Mächtigkeit verlieren (RUNGALDIER 1958-60, vgl. FINK 1979). Es muss an dieser Stelle aber auch erwähnt werden, dass für die sichere Zuordnung der Sedimente zu einem Ursprungsgebiet geochemische Untersuchungen durchgeführt werden sollten.

Geht man davon aus, dass die Annahmen zum „Marchlöss“ stimmen, so stellt dieser auf jeden Fall eine Anomalie dar. Für die meisten Regionen Österreichs wird während des Pleistozäns nämlich das Vorherrschen von Westwinden angenommen. Als Beweis dafür wird die bevorzugte Ablagerung von Löss an nord- bzw. ostexponierten Hängen gesehen (vgl. HELMER 1928, GRILL 1953, THENIUS 1974). Die immer wieder mit diesen Ablagerungsverhältnissen in Verbindung gebrachten asymmetrischen Täler im niederösterreichischen Hügelland haben wahrscheinlich aber andere Entstehungsursachen (vgl. RIEDL 1960).

Löss findet man in Österreich hauptsächlich im nördlichen Alpenvorland sowie in der Umgebung von Wien, von wo aus sich die Lössablagerungen in nordöstlicher Richtung über das Wiener Becken bis ins mährische Tiefland in Tschechien fortsetzen (vgl. SMALLEY & LEACH 1978). Es muss allerdings festgehalten werden, dass im Südosten Österreichs ebenfalls äolische Ablagerungen vorhanden sind (siehe Abbildung 11). Diese wurden aber von FINK (1961) als *Staublehme*²⁵ eingeordnet und sind daher in dessen Klassifizierung Teil der grobmaterialfreien,

²⁵ Staublehm unterscheidet sich von typischem Löss und auch von sogenanntem Lösslehm durch seinen höheren Tongehalt und ausgeprägte Anzeichen auf während der Sedimentation erfolgte Vergleyung durch Oberflächenwasser (FINK 1965).

autochthonen Lössderivate (FINK 1976), und als solche kein Löss im eigentlichen Sinne. Demgegenüber steht die Ansicht JANEKOVICS (1964, S. 95), der Staublehm als „Fazies des tagwasservergleyten, kalkfreien Lösses“ bezeichnet. Dies stimmt im Grunde genommen mit den Sichtweisen von PYE (1995) und SMALLEY ET AL. (2011) überein, die bei der Einordnung eines Sediments als Löss jeweils den Entstehungsprozess der Ablagerung über einzelne Sedimentmerkmale stellen (siehe auch Abschnitte 3.2.1 & 3.2.2). Entsprechend diesen Auffassungen erscheint es sinnvoll, die äolischen Ablagerungen im südöstlichen Österreich als verwitterten Löss (nach PYE 1987, siehe Abschnitt 3.2.2) zu kategorisieren. Das heißt, es handelt sich hier um einen Löss, dessen Charakteristika nach der Ablagerung in-situ verändert wurden.

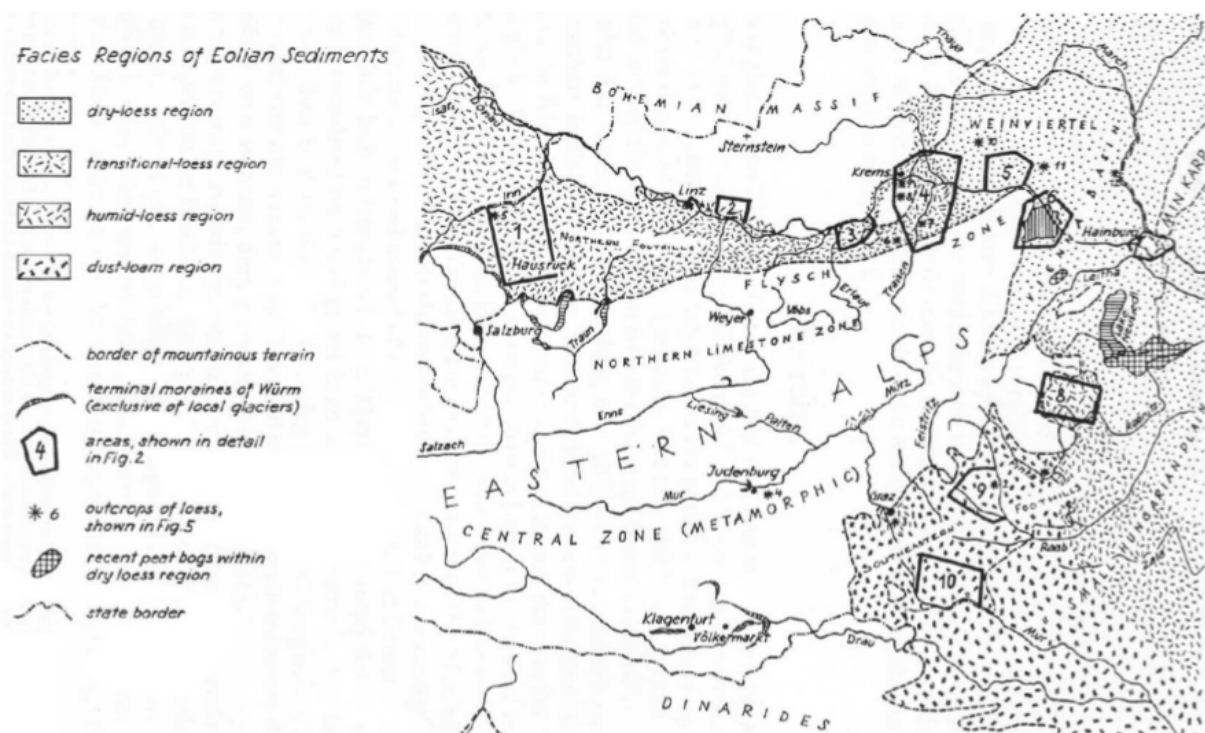


Abbildung 11: Lössfaziesbereiche in Österreich (FINK 1965, S. 181)

Diese Modifizierung nach bzw. während der Sedimentation ist vor allem auf die vergleichsweise hohe Niederschlagsrate im Ablagerungsgebiet, welches sich ungefähr mit der illyrischen Klimaprovinz deckt, zurückzuführen. Das Klima ist auch das ausschlaggebende Kriterium für die Gliederung der weiteren Lösslandschaften Österreichs (vgl. FINK 1956a, FINK 1979).

Insgesamt zeichnete sich das Klima während der pleistozänen Kaltzeiten durch erhöhte Kontinentalität aus (vgl. KUKLA 1975). Es gab jedoch, so wie auch heute, Abstufungen des Kontinentalitätsgrades und somit unterschiedliche Umweltbedingungen in verschiedenen Regionen (vgl. SPASSKAYA 1987). Die österreichischen

Lössgebiete lagen genau an der Grenze zwischen einem feuchten, maritim beeinflussten Westen und einem trockeneren, stärker kontinental geprägten Osten (vgl. RUNGALDIER 1958-60). FINK (1965) unterscheidet in Österreich vier paläoklimatische Einheiten (siehe Abbildung 11). Neben der bereits diskutierten Region des verwitterten Lösses im südöstlichen Alpenvorland, differenziert FINK (1956a) drei weitere paläoklimatische Regionen im nördlichen Alpenvorland. Dieses wird in eine feuchte und eine trockene Lösslandschaft sowie ein im Kremser Raum gelegenes Übergangsgebiet eingeteilt. Deutlich erkennbar ist eine mit dieser Klassifizierung einhergehende Niederschlagsabnahme von Westen nach Osten (vgl. FINK 1965, FINK 1979).

Die feuchte Lösslandschaft korrespondiert in etwa mit der atlantischen Klimaprovinz im nördlichen Alpenvorland, während die trockene Lösslandschaft im Grunde genommen dem Einflussbereich des pannonischen Klimas entspricht. In letzterer wurden typische Lössse abgelagert, während in der feuchten Lösslandschaft *Braunlössse*²⁶ vorherrschen. Im Hochglazial wurden allerdings sowohl in der trockenen als auch in der feuchten Lösslandschaft typische Lössse sedimentiert. Auch Braunlössse sind nicht rein auf das Gebiet der feuchten Lösslandschaft beschränkt; sie kommen zudem im Übergangsbereich zwischen trockener Lösslandschaft und der Region der verwitterten Lössse vor. (vgl. FINK 1979). Im Übergangsgebiet zwischen trockener und feuchter Lösslandschaft orientierten sich die warmzeitlichen Bedingungen an der trockenen, jene der beginnenden Kaltzeit jedoch an der feuchten Lösslandschaft (FINK 1956a).

3.3 Paläopedologie

3.3.1 Definition

Paläopedologie ist die Erforschung von Paläoböden (BRONGER & CATT 1998). Über die Jahre haben sich unzählige Definitionen für solche Böden angesammelt (vgl. HOLLIDAY 2004). Eine der am weitesten verbreiteten ist sicher jene von RUHE (1965), der Paläoböden als *Böden, die sich auf einer Landoberfläche vergangener Zeiten gebildet haben*, bezeichnete (vgl. LOWE & WALKER 1997, BIRKELAND 1999, HOLLIDAY 2004, MASON & JACOBS 2007). Erfasst wurden Paläoböden bereits im 18. (vgl. MARKOVIC ET AL. 2009) und 19. Jahrhundert, allerdings fehlten bis zur Entwicklung der Bodenkunde im späten 19. Jahrhundert die Möglichkeiten, sie auch zu untersuchen (vgl. RETALLACK 2001). Anfangs wurden vor allem junge Paläoböden (aus dem Quartär, Tertiär oder Mesozoikum) identifiziert, da diese dadurch, dass sie noch nicht so stark durch Metamorphose oder fortgeschrittene

²⁶ Braunlössse wurden früher auch als Lösslehm bezeichnet (vgl. Fußnote 25). Sie sind im Vergleich zu typischem Löss nur relativ schwach verändert und daher von verwittertem Löss zu unterscheiden (vgl. FINK 1976).

Diagenese verändert wurden, leichter erkennbar sind. Mittlerweile sind petrographische und geochemische Analysemethoden aber so weit entwickelt, dass auch ältere und teilweise stark umgewandelte Böden erkannt werden können (FEAKES ET AL. 1989, RETALLACK 1990 nach BRONGER & CATT 1998). So ist es heute bereits möglich, Böden aus dem Präkambrium und frühen Paläozoikum aufzunehmen, auch wenn dies weiterhin schwieriger ist als das Ausmachen jüngerer Paläoböden (RETALLACK 2001).

Generell unterscheidet man zwischen *fossilen/begrabenen Böden* und *Reliktböden* (vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002, HOLLIDAY 2004). Als begrabene Böden bezeichnet man Paläoböden, die von Sediment bedeckt wurden (HOLLIDAY 2004). Reliktböden sind dagegen Böden an der Oberfläche, die sich allerdings völlig von jenen, die unter rezenten Umweltbedingungen gebildet werden, unterscheiden (RETALLACK 2001). Sowohl begrabene als auch relikte Böden haben Potential für paläoklimatische Auswertungen, wobei ihr Wert für solche Interpretationen aber aufgrund vieler Unsicherheiten weiterhin beschränkt bleibt (vgl. CATT 1991). In Bezug auf quartäre Paläoböden in Löss sind hauptsächlich die begrabenen Böden von Interesse, da aufgrund der mächtigen Sedimente des letzten Glazials Reliktböden auf Löss selten sind (vgl. CATT 1989, CATT 1991).

Wie bereits erwähnt, bestand erst nach dem Aufkommen der Bodenkunde als wissenschaftliche Disziplin die Möglichkeit, Paläoböden genauer zu untersuchen. Unterschiedliche bodenkundliche Ansätze, die eigentlich für die Untersuchung rezentere Böden eingesetzt werden, liefern auch Informationen in Bezug auf Paläoböden, obwohl diese natürlich nicht zur Gänze mit heutigen Böden gleichgesetzt werden können (vgl. RETALLACK 2001). So kann beispielsweise bei begrabenen Böden eine Vielzahl an Verwitterungsprozessen zu Veränderungen führen, die man in rezenten Böden nicht vorfindet (vgl. DAHMS & HOLLIDAY 1998, HOLLIDAY 2004). Um bodenkundliche Methoden für die Analyse von Paläoböden einsetzen zu können, sollte geklärt werden, was man eigentlich unter einem Boden versteht. Je nach Disziplin nimmt der Begriff nämlich unterschiedliche Bedeutungen an. Geologen, Geomorphologen, Bodenkundler und Geographen bezeichnen damit „*die oberste Schicht der Erdoberfläche, die durch ihren Kontakt mit der Atmosphäre und Biosphäre ständigen Veränderungen unterliegt*“ (VERGINIS 1993, S. 16). Im Zuge der Entstehung von Böden wird Fest- und Lockergestein durch Verwitterungsprozesse aufbereitet, während sich gleichzeitig an der Oberfläche Humus ansammelt. Pflanzenwurzeln, Tiere und Frostprozesse beeinflussen die Sedimentlagerung und lösliche Substanzen werden im Bodenprofil vertikal verlagert (VERGINIS 1993).

Böden sind also das Produkt bodenbildender Faktoren, was in Form einer Funktion üblicherweise so ausgedrückt wird:

$$\text{Boden} = f(G, K, O, R) * Z$$

wobei G für Ausgangsgestein, K für Klima, O für Organismen, R für Relief und Z für Zeit steht (vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002). Daneben gibt es mehrere weitere Erklärungsmodelle für Bodenbildung (vgl. RETALLACK 2001, HOLLIDAY 2004). Jenes der Umweltfaktoren ist aber sehr gebräuchlich und vor allem auch in Bezug auf die Interpretation von Paläoböden hinsichtlich Paläoumweltrekonstruktionen anwendbar (vgl. RETALLACK 2001, siehe auch Abschnitt 3.3.2).

Unterschiedlichste Disziplinen nutzen die Auswertung von paläopedologischen Informationen für ihre Zwecke. Ein ausgeprägtes Interesse an Paläoböden besteht zum Beispiel in der Archäologie (vgl. BIRKELAND 1999, HOLLIDAY 2004). Weitere Anwendungsbereiche finden sich in Paläontologie und Geochemie, aber sogar für die Rohstoffexploration können Paläoböden wertvolle Informationsquellen darstellen (RETALLACK 2001). BIRKELAND (1999) verweist zudem auf Anwendungspotential von Paläoböden auf viele geologische Fragestellungen. Innerhalb der Bodenkunde liefern Paläoböden Hinweise auf die Plausibilität von Theorien zur Bodenentwicklung (RETALLACK 2001). Für diese Arbeit ist aber natürlich die Perspektive der Quartärforschung besonders wichtig.

3.3.2 Quartäre Paläoböden

Quartäre Paläoböden findet man in Europa auf periglazialen Flussterrassen, in Löss, glaziofluvialen Schottern oder Geschiebemergeln (CATT 1989). Auf die besondere Bedeutung von begraben Böden in Löss wurde bereits in Abschnitt 3.1.3 hingewiesen. Hier sollen diese Böden nun noch einmal detaillierter besprochen werden. Vor allem sollen aber auch Probleme angesprochen und konkrete Anwendungsmöglichkeiten aufgezeigt werden.

Paläoboden-Löss-Sequenzen decken teilweise sehr große Zeiträume ab (vgl. CATT 1991, LOWE & WALKER 1997, BRONGER & CATT 1998). Vor allem in China gibt es sehr alte und mächtige Lössablagerungen, die mitunter das ganze Quartär überspannen (vgl. BRONGER & HEINKELE 1989, CATT 1991, WALKER 2005). Aber auch in anderen Teilen der Welt, wie z.B. in Osteuropa finden sich sehr weit zurückreichende Abfolgen von Lössen und Paläoböden (vgl. CATT 1991). So konnte an manchen Orten mittels paläomagnetischer Untersuchungen die Brunhes-Matuyama-Umkehr²⁷ oder sogar das noch etwas ältere Jaramillo-Ereignis²⁸ gefunden werden (BRUNNACKER 1982, ENSLING ET AL. 1984 nach SEMMEL 1989). Als weiteren Vorteil von auf Löss entstandenen Paläoböden nennt CATT (1991) dessen hohe Homogenität hinsichtlich Ausgangsmaterial und Relief gegenüber anderen quartären Sedimenten. Dass aber auch Löss eine durchaus hohe natürliche Variabilität hinsichtlich seiner Zusammensetzung aufweisen kann, sollte bereits in Abschnitt

27 Letzte Polumkehr vor ca. 781.000 Jahren (SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY 2011)

28 Exkursion des Erdmagnetfeldes 1,07-0,99 Mio. Jahre vor heute (SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY 2011)

3.2.1 klar geworden sein (vgl. auch BRANDTNER 1954). Um sinnvolle paläopedologische Analysen von Lössböden durchführen zu können, ist daher eine ausreichende Kenntnis der genauen Lösskomposition an einer Lokalität Voraussetzung. Auch auf die Tatsache, dass Lössablagerungen in Europa tendenziell instabil sind, und daher eine höhere Reliefvariabilität aufweisen als z.B. die Lössvorkommen in China wurde in Abschnitt 3.2.2 hingewiesen.

Es gilt also auch bei der Analyse von Löss-Paläoboden-Sequenzen einiges zu beachten. SEMMEL (1989) hält fest, dass Paläoböden in Löss sich besonders gut für die Rekonstruktion von Landschaftsentwicklung eignen. Mit gewissen Einschränkungen seien aber auch klimatologische und stratigraphische Interpretationen zulässig. Paläoböden können also Auskunft über die geomorphologische Geschichte einer Region geben (BRONGER & CATT 1998). In dieser Aussage wird sehr klar die zeitliche Komponente von Rekonstruktionen der Erdoberfläche deutlich. SEMMEL (1989) sagt auch selbst, dass das Vorhandensein einer verlässlichen Stratigraphie Voraussetzung für das Nachvollziehen der Landschaftsentwicklung sei. Laut HOLLIDAY (2004) ist Letzteres nämlich eine logische Fortsetzung der Diskussion von Bodenstratigraphie, weil sie diese in einen drei- oder sogar vierdimensionalen Zusammenhang bringt. Zudem bestehe eine enge Verknüpfung mit Paläoumweltrekonstruktionen, weil Veränderungen der Umweltbedingungen sich in der Entwicklung einer Landschaft widerspiegeln. Daraus folgt aber, dass Einschränkungen, die für die Interpretationen von Paläoböden hinsichtlich Stratigraphie und Paläoumweltbedingungen gelten, sich auch auf die Auslegung der Landschaftsentstehung auswirken müssen. Ist man sich dieser Beschränkungen allerdings bewusst, so bietet die „Landschafts-Paläopedologie“ durch das Aufkommen von geographischen Informationssystemen heute eine Vielzahl an Möglichkeiten rezente und ehemalige Reliefbegebenheiten sowie pedostratigraphische Niveaus zu modellieren (vgl. CONSTANTINI ET AL. 2009).

Eine exakte stratigraphische Einordnung von Paläoböden sollte also die Grundlage sämtlicher weitergehender Analysen bilden. Das grundsätzliche Anwendungspotential von Paläoböden in Löss für stratigraphische Zwecke wird immer wieder betont (vgl. VALENTINE & DALRYMPLE 1976, LOWE & WALKER 1997, BIRKELAND 1999, RETALLACK 2001, HOLLIDAY 2004, ZÖLLER & SEMMEL 2001). Verlässliche Stratigraphien gibt es bereits für die Löss-Paläoboden-Abfolgen des jüngsten Glazials. Bei älteren Lössvorkommen ist eine stratigraphische Einordnung jedoch schwieriger (SEMMEL 1989). Probleme kann es aber vor allem auch dann geben, wenn eine Korrelierung räumlich weit voneinander entfernter Paläoböden versucht wird (vgl. VALENTINE & DALRYMPLE 1976). Solche Korrelierungen sind oft schwierig, da sich Böden lateral in ihren Eigenschaften ändern (BIRKELAND 1999). Ein grundlegendes Problem ist auch, dass genetisch unterschiedliche Böden auf demselben stratigraphischen Niveau vorkommen und genetisch ähnliche Böden wiederum auf unterschiedlichen Niveaus auftreten (VALENTINE & DALRYMPLE 1976). Für den Fall, dass eine numerische Datierung

nicht möglich ist, muss daher beachtet werden, dass die stratigraphische Einordnung eines Bodens immer das *Ergebnis* einer Interpretation sein sollte, und nicht ihr *Ausgangspunkt* (vgl. DAHMS & HOLLIDAY 1998). Grundlage für eine paläopedologische Interpretation ist die ausreichende Kenntnis der bodenbildenden Faktoren und Prozesse (vgl. BIRKELAND 1999). Auch hier wird wieder offensichtlich, wie eng die Verknüpfung zwischen den unterschiedlichen Anwendungsbereichen quartärer Paläoböden ist.

Datierungsmethoden für die Analyse von Löss-Paläoboden-Sequenzen haben sich in den letzten Jahrzehnten stark weiterentwickelt (vgl. RETALLACK 2001, ZÖLLER & SEMMEL 2001). Mithilfe solcher Techniken wurde es möglich, deutlich verfeinerte Lössstratigraphien zu erstellen. Interessant sind neben bereits bewährten Methoden wie Radiokarbon- und K/Ar-Datierungen, vor allem die Fortschritte im Bereich der Lumineszenzdatierung (vgl. HOLLIDAY 2004, ZÖLLER & SEMMEL 2001). Als großen Vorteil von Lumineszenzdatierungen nennt MUHS (2007) die Tatsache, dass damit der Löss selbst datierbar ist, und keine Fossilien oder organische Substanzen zur Altersbestimmung nötig sind. Zudem können mit dieser Methode mittlerweile verlässliche Alter von bis zu 100.000 Jahren vor heute bestimmt werden (vgl. MUHS 2007, ZÖLLER & SEMMEL 2001). In manchen Regionen scheinen sogar noch weiter zurückreichende Datierungen möglich (vgl. ZÖLLER & SEMMEL 2001).

Auch Datierungen beinhalten allerdings Fehlerquellen. So ist die Entstehung eines Bodens kein singulärer Zeitpunkt in der Vergangenheit, sondern ein kontinuierlicher Vorgang über lange Zeitspannen. Daher ist die direkte Datierung von pedogenem Material oft wenig zielführend. Um den kompletten Zeitraum der Bodenbildung zu eruieren wäre eine ganze Reihe an Datierungen notwendig, und meist wird deshalb stattdessen das Alter des darüber- und des darunterliegenden Sediments bestimmt. Man erhält so ein Zeitfenster, in welchem die Bodenbildung abgelaufen sein muss (vgl. CATT 1991). Das Problem dabei ist aber, dass Löss als terrestrisches Sediment nur ein unvollständiges Archiv ist (vgl. RETALLACK 2001). Prinzipiell ergibt sich hier die Frage, ob die fehlenden Zeiträume dadurch erklärt werden können, dass kein Löss abgelagert wurde, oder ob abgelagertes Material erodiert wurde (vgl. BIRKELAND 1999). Im Zusammenhang mit den Altersbestimmungen von Paläoböden folgt daraus ein weitreichendes Problem (vgl. CATT 1991). So kann ein Erosionsereignis, das vor Beginn der Bodenbildung stattgefunden hat dazu führen, dass das Alter des Paläobodens überschätzt wird. Umgekehrt kann die Erosion des direkt oberhalb des Paläobodens abgelagerten Materials zur Bestimmung eines zu jungen Alters führen. Aber nicht nur Erosion, sondern auch Zeiten mit geringer oder überhaupt keiner Sedimentation können sich negativ auf diese Art der Altersbestimmung von Böden auswirken. Eine solche Situation kann nämlich zur Bildung eines sogenannten *Pedokomplexes* führen. Dabei überlagert eine jüngere Bodenbildung einen älteren Paläoboden und es ist oft sehr schwierig, die einzelnen Bodenbildungsphasen zu differenzie-

ren (DAHMS 1994 nach WALKER 2005). Wird eine solche Überlagerung nicht erkannt und das darunter- bzw. darüberliegende Sediment als Altersindikator datiert, so kommt es zu einer völligen Überschätzung des Zeitraumes der Bodenbildung. Probleme mit Pedokomplexen bestehen aber auch in Verbindung mit Paläoumweltrekonstruktionen, weil im Rahmen der Überlagerung ja auch die pedogenen Merkmale überprägt werden.

Dass das Umweltfaktorenmodell für die Erklärung von Bodenbildung auch einen theoretischen Rahmen für das Rekonstruieren von Paläoumweltbedingungen bietet, wurde bereits erwähnt. Dabei geht dieser Ansatz davon aus, dass die unterschiedlichen Faktoren unabhängig voneinander sind (HOLLIDAY 2004) und ihr Einfluss isoliert betrachtet werden kann (vgl. RETALLACK 2001). Vor allem zwischen Klima und Vegetation besteht allerdings ein relativ enger Zusammenhang. Gebiete, in denen sich diese beiden Faktoren nicht kollektiv verändern, sind daher selten. Es gilt bei Paläoumweltrekonstruktionen zudem zu beachten, dass das regionale Umweltsignal der Bodenbildung an einem bestimmten Ort durch Mikroklima und lokale Vegetation sowie Topographie überprägt werden kann. Lokale Bodeninformationen spiegeln deshalb nicht unbedingt regionale Umweltbedingungen wider. Die Rekonstruktion von Paläoumweltbedingungen sollte daher nie auf nur einigen wenigen, oder gar nur einem Bodenprofil basieren (vgl. HOLLIDAY 2004).

Weiters sollte man sich bewusst machen, dass die Begriffe „Paläoumwelt“ und „Paläoklima“ oft synonym verwendet werden (HOLLIDAY 2004). Gerade bei der Untersuchung von Löss-Paläoboden-Sequenzen scheint häufig ein klimatischer Erkenntnisgewinn im Fokus zu stehen. Dieses besondere Interesse an klimatischen Informationen ergibt sich wohl aus dem Anliegen die aus den Sauerstoff-Isotopenstufen mariner Bohrkerne bekannten quartären Klimaschwankungen auch in einem terrestrischen Sediment nachweisen zu können (vgl. CATT 1991, BIRKELAND 1999). CATT (1991) betont, dass begrabene Böden in Löss im Vergleich zu den auf anderen quartären Sedimenten entstandenen Paläoböden die verlässlichsten Hinweise auf das Klima vergangener Zeiten böten.

BRONGER & CATT (1998) halten fest, dass letztlich nur ein ausreichend datierter und vollständig interpretierter Paläoboden verlässliche Indizien für klimatische Veränderungen liefern kann. Die Ableitung quartärer Umweltbedingungen aus Paläoböden erfolgt wie in anderen Disziplinen der Quartärforschung meist auf Basis des Uniformitarismus. Das heißt, die Verhältnisse vergangener Zeiten werden aus dem beobachtbaren Zusammenhang zwischen rezenten Böden und aktuell vorherrschenden Umweltbedingungen abgeleitet. Das Problem dabei ist, dass unterschiedliche Umwelteinflüsse zur Ausbildung ähnlicher Bodenmerkmale führen können (vgl. LOWE & WALKER 1997). So weist auch MÜCKENHAUSEN (1977 nach CATT 1991) darauf hin, dass die verlässlichsten Klimaindikatoren in Löss-Paläoboden-Sequenzen eigentlich kaltzeitliche Froststrukturen seien. Diese sind leichter erkennbar, weil sie sich von pedogenen Merkmalen nicht nur im Grad,

sondern im Typ unterscheiden (CATT 1989). Gerade wenn quartäre Bodenmerkmale nicht eindeutig interpretierbar sind, kann die bereits erwähnte Verknüpfung von Klima und Vegetation wertvolle Hinweise liefern. Sofern erhalten, sind Pollen mitunter die besten Indikatoren für Paläoklima. Ebenso sind in Löss-Paläoboden-Abfolgen über den Umweltfaktor der Organismen vor allem in Form von Mollusken klimatische Rückschlüsse möglich (vgl. CATT 1991).

Hinsichtlich jener pedogenen Bodenmerkmale, die klimatische Interpretationen ermöglichen, müssen in erster Linie Tonverlagerung und die chemische Auslaugung von Karbonaten genannt werden. Daneben geben aber auch Farbveränderungen des Bodens, die durch die klimaabhängige Bildung sekundärer Eisenminerale hervorgerufen werden, Aufschluss über das quartäre Klima (vgl. VERGINIS 1993). CATT (1991) verweist darauf, dass gerade bei Paläoböden in Löss der Vergleich des Tongehalts von Boden und Sediment ein verlässlicher Klimaindikator sei. Üblicherweise werden im Nordwesten Europas tonreiche, verbrauchte Bodenhorizonte als Hinweise auf echte interglaziale Klimaverhältnisse betrachtet (vgl. CATT 1989, SEMMEL 1989). Unter humiden Bedingungen werden zudem Karbonate aus den oberflächennahen Bodenschichten ausgewaschen und in tiefer gelegenen Bereichen in Form von Kalkhäutchen und -konkretionen (Lösskindel) wieder ausgefällt (vgl. CATT 1991). Bei Paläoböden in Lössgebieten werden allerdings sehr oft auch die begraben Böden selbst durch ausgewaschene Karbonate aus den überlagernden Lössschichten rekalkifiziert (BRONGER & HEINKELE 1989). Die Ausbildung von bräun- bzw. rötlichen Farbänderungen in Bodenhorizonten durch Oxidation von Eisenmineralen deutet auf ein warm-feuchtes Klima hin (vgl. CATT 1991). Parabraunerden sind also die typischen Interglazialböden Nordwesteuropas, während dort, wo eher trockenes Klima dominierte in diesen Perioden Tschernoseme mit mächtigen Humushorizonten gebildet wurden (vgl. CATT 1989). Bei begraben Böden besteht allerdings oft das Problem, dass Humushorizonte nicht erhalten bleiben (vgl. DAHMS & HOLLIDAY 1998).

Zudem bleibt die Frage, ob ein gut entwickelter Boden das Resultat einer kurzen intensiven oder einer sehr lange andauernden Bodenbildung ist. Ohne Altersdatierungen sind letztendlich keine verlässlichen Aussagen dazu möglich. Auch dass durch die Entstehung polygenetischer Pedokomplexe und der damit einhergehenden Überlagerung von Bodenmerkmalen Aussagen über Paläoumweltbedingungen erschwert werden, dürfte offensichtlich sein (vgl. HOLLIDAY 2004). Letztendlich behält die kritische Feststellung von VALENTINE & DALRYMPLE (1976), dass es fraglich sei, ob Interaktionen von bodenbildenden Prozessen und Umweltfaktoren an einem Ort bereits ausreichend verstanden würden, um daraus gesicherte Paläoumweltbedingungen extrapolieren zu können, wohl ihre Gültigkeit. Es gibt aber auch Situationen, in denen sich Böden als wertvolle Hinweis- oder sogar Datenquellen für Paläoumweltbedingungen erwiesen haben (HOLLIDAY 2004).

4 Das Untersuchungsgebiet

4.1 Lage

Das Untersuchungsgebiet dieser Arbeit erstreckt sich vom südlichen Teil des Ortes Stillfried an der March bis zum nördlich gelegenen Nachbarort Grub. Beide Ortschaften sind Katastralgemeinden der Marktgemeinde Angern an der March und gehören zum politischen Bezirk Gänserndorf im nordöstlichen Niederösterreich (siehe auch Abbildung 12).

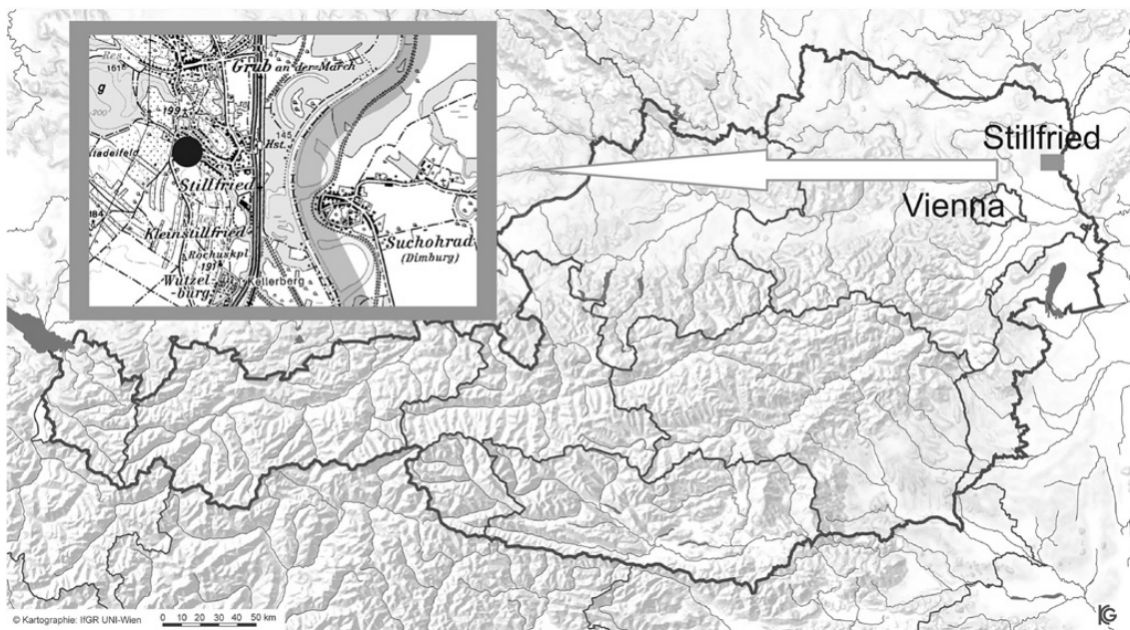


Abbildung 12: Lage des Untersuchungsgebietes (PETICZKA ET AL. 2010, S. 169)

Dieser Teil Niederösterreichs wird auch als Weinviertel bezeichnet und umfasst eine Fläche von ca. 4.179 km². Das Weinviertel erstreckt sich als lössbedeckte Hügellandschaft mit Seehöhen von rund 200 bis 400 m vom Manhartsberg in Richtung Osten. Die Hügel sind dabei im Westen stärker ausgeprägt und werden nach Osten hin flacher (PLATZER 1989). Das Untersuchungsgebiet selbst befindet sich an den Ausläufern des Matzener Hügellandes im östlichen Weinviertel (vgl. BOEHMKE 1917, HELMER 1928). Letzteres grenzt sich vom westlichen Weinviertel durch isolierte Erhebungen wie den Bisambergzug, den Rohrwald bei Stockerau, die Leiser Berge, die Staatzer Klippe sowie die Falkensteiner Berge ab (vgl. HELMER 1928, PLATZER 1989). Es senkt sich nach Norden zur Thaya, nach Osten zur March und in südlicher Richtung zum Marchfeld hin ab (HELMER 1928).

Innerhalb dieser Landschaft erstreckt sich das Matzener Hügelland von der Weidenbachmulde im Westen über Matzen bis Stillfried, wo es steil zur Marchebene hin abfällt (vgl. BOEHMKE 1917, HELMER 1928). Es handelt sich dabei um eine

große, leicht nach Osten geneigte Platte mit einer durchschnittlichen Seehöhe von 220 bis 240 m. Im Norden wird das Matzener Hügelland vom Waidenbach begrenzt. Im Vergleich zum südlich gelegenen Marchfeld besteht ein Höhenunterschied von ca. 100 m; die Marchebene liegt sogar rund 140 m tiefer. Senkrecht zu Weiden- und Waidenbach verlaufen mehrere Trockentäler, wodurch das Matzener Hügelland in mehrere Einzelerhebungen zerteilt wird. Diese Täler sind für gewöhnlich zu groß für die geringen Niederschläge in diesem Gebiet und enden meist in breiten Mulden mit sanften Hängen. Sie wurden vermutlich von ehemaligen Flussläufen geschaffen, die durch das Rechtsrücken der Donau und das Tieferlegen der March abgelenkt oder trockengelegt wurden (HELMER 1928).

4.2 Geologie

Geologisch betrachtet liegt das Untersuchungsgebiet im zentralen Teil des nördlichen Wiener Beckens. Beim Wiener Becken handelt es sich um ein zwischen den Ostalpen und Karpaten gelegenes Einbruchsbecken (vgl. RÖGL & SUMMESBERGER 1978), welches Teil eines im Miozän entstandenen Störungssystems ist (vgl. DECKER ET AL. 2005). Es erstreckt sich sehr lang gezogen und rautenförmig von Gloggnitz im Südwesten bis Uherské Hradiště im Südosten Tschechiens. Die südwestliche Begrenzung wird vom Wienerwald gebildet; in Richtung Nordosten. Im Osten wird das Wienerbecken vom Leithagebirge und den Kleinen Karpaten begrenzt (vgl. RÖGL & SUMMESBERGER 1988).

Das Störungssystem des Wiener Beckens entstand durch die nordostgerichtete Bewegung einer alpidisch-karpatischen Scholle (DECKER ET AL. 2005). Diese wurde dabei auf die jüngeren geologischen Einheiten der Molassezone des Alpenvorlandes, die wiederum selbst die Kristallingesteine der Böhmisches Masse überlagern, aufgeschoben. Dadurch ergab sich ein Deckenbau, in welchen das Wiener Becken vor rund 17 Mio. Jahren langsam einzusinken begann. Entlang einer Reihe Nordost-Südwest streichender Brüche wurden einzelne Bruchschollen unterschiedlich stark abgesenkt, wodurch Hoch- und Tiefzonen entstanden (vgl. RÖGL & SUMMESBERGER 1988). So ist beispielsweise der östliche Teil des Steinberg-Bruchsystems, welches sich über Wolkersdorf, Hohenruppersdorf und Hauskirchen bis Břeclav an der tschechisch-österreichischen Grenze erstreckt, 2.000 m tiefer abgesunken als die westlich angrenzende Hochscholle (vgl. RÖGL & SUMMESBERGER 1978).

Anhand von Abbildung 13 lässt sich ein weiteres Kapitel der geologischen Entwicklungsgeschichte der Region nachvollziehen. Das durch die Absenkung des Wiener Beckens entstandene Tiefland wurde nämlich anfangs mit den marinen Ablagerungen eines subtropischen Meeres gefüllt. Dieses Meer wurde allerdings durch die Hebung der Alpen langsam von den Ozeanen abgeschnürt und dadurch mit der Zeit ausgesüßt. Zudem wurde es auch immer weiter zurückgedrängt, was

vor rund acht Mio. Jahren letztlich zur Verlandung des Wiener Beckens führte (vgl. RÖGL & SUMMESBERGER 1988). Auf die vorwiegend marinen Ablagerungen aus Karpatium und Badenium folgte aufgrund der beschriebenen Prozesse im Sarmat eine Zeit mit Brackwasserablagerungen (vgl. RÖGL & SUMMESBERGER 1978).

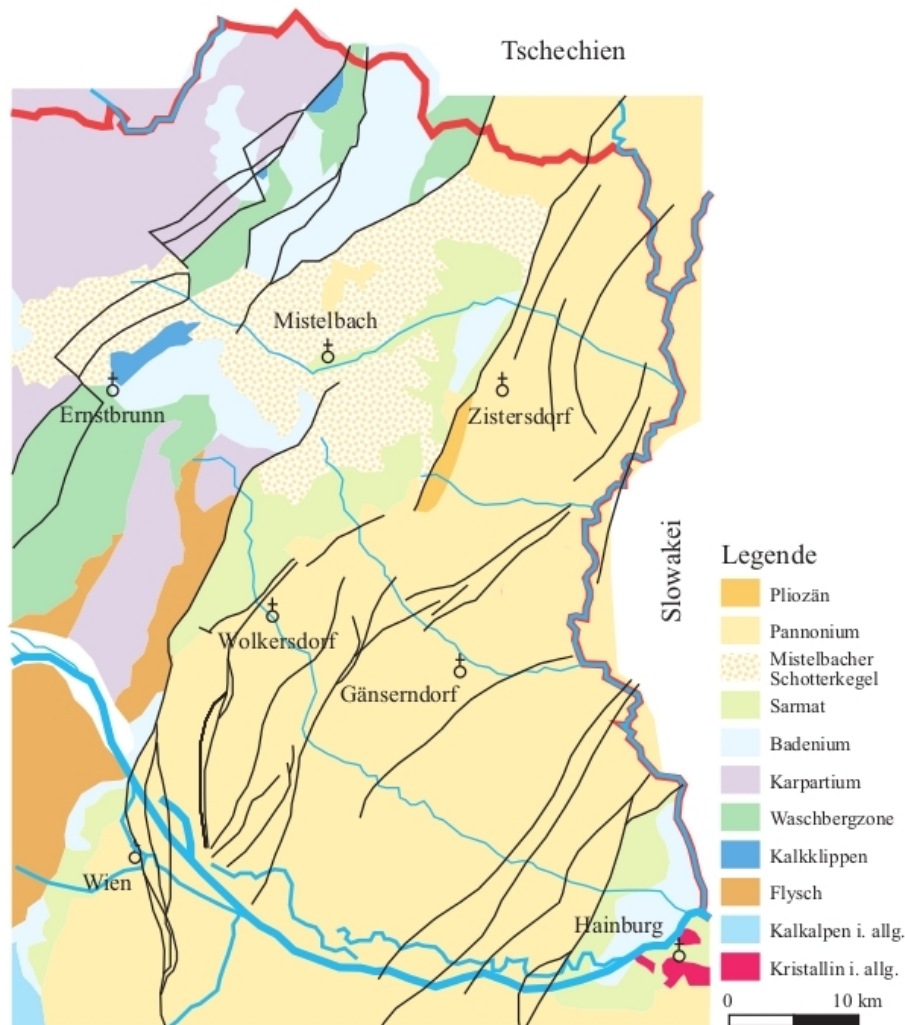


Abbildung 13: Geologische Übersichtskarte mit abgedecktem Quartär (verändert nach RIEGLER 2007, S. 36 - basierend auf THENIUS 1974 und der Geologischen Karte von Niederösterreich 1:200.000)

Östlich des Steinbergbruches bis an die March findet man schließlich limno-fluviatile Sedimente aus dem Pannonium (vgl. RÖGL & SUMMESBERGER 1978). Das bedeutet, dass im Bereich des Untersuchungsgebietes direkt unterhalb der quartären Sedimente Süßwasserablagerungen vorkommen. In Stillfried ist durch eine Tiefbohrung der ÖMV im Jahr 1974 sogar der genaue Deckenbau bekannt. Unter den quartären Ablagerungen folgt zunächst eine 805 m mächtige See- und Brackwasserschicht aus dem Pannonium. Darunter schließen 400 m Sarmat mit verringertem Salzgehalt und ca. 1.000 m marine Ablagerungen aus dem Badenium an.

Die Ablagerungen aus Karpatium und Ottnangium sind in diesem Gebiet nicht marin, sondern setzen sich aus See- und Flussablagerungen sowie brackischen Schichten zusammen. In 3.517 m Tiefe wurden schließlich die Kalke des alpinen Mesozoikums erbohrt. Zwar mögen schon diese Ablagerungen enorm erscheinen, aber in einigen Bereichen des Wiener Beckens kann die Sedimentdecke über den Gesteinen der alpidisch-karpatischen Einheit über 5.000 m Mächtigkeit erreichen (vgl. RÖGL & SUMMESBERGER 1988).

In mehreren Ziegeleibetrieben um Stillfried waren zudem früher die jungtertiären Ablagerungen der pannonischen Stufe aufgeschlossen. Es handelt sich dabei in erster Linie um dicke Schichten aus Mergel und Tegel; teilweise sind auch Schotter und Sande vorhanden (vgl. BOEHMKE 1917). In der Ziegelei Stillfried konnte durch eine Aufgrabung der erste Leithorizont der *Blauen Serie* auf ca. 150 m Seehöhe erreicht werden. Dabei handelt es sich um eine dunkle Tonlage, die das Ende einer 250 bis 300 m mächtigen pannonischen Ablagerung aus blaugrauen Sanden, Tonmergeln und Tonen mit Schotterlagen und lignitischen Bändern darstellt. Über der Blauen Serie folgen meist rund 100 m gelbliche Sande mit zwischengelagerten grünen bis grauen Tonmergeln und Tonen. In der Ziegelei Stillfried sind die Ablagerungen der *Gelben* oder *Bunten Serie* allerdings nur etwas mehr als 26 m mächtig (vgl. RÖGL & SUMMESBERGER 1978).

Die geologische Bedeutung von Stillfried ergibt sich hauptsächlich aus den pleistozänen Lössablagerungen, die den beschriebenen prequartären Sockel überlagern (vgl. RÖGL & SUMMESBERGER 1978). Es sind in diesem Gebiet Lössablagerungen von bis zu 7 m Mächtigkeit bekannt, in welche auch immer wieder Bodenbildungen zwischengeschaltet sind (vgl. FINK 1954, RÖGL & SUMMESBERGER 1978). Auf diese Paläoböden wird in Abschnitt 4.4 noch genauer eingegangen.

4.3 Klima

Aus klimatischer Sicht befindet sich das Untersuchungsgebiet in jener Region Österreichs, die am stärksten durch kontinentale Klimabedingungen beeinflusst, und dem *pannonischen* Klimatyp zugerechnet wird (vgl. FINK 1979). Im Allgemeinen ist das Weinviertel also ein trockenes Gebiet mit relativ hohen Sommertemperaturen (SCHWABL 1989, siehe Abbildung 14 & Abbildung 15).

FINK (1979) erklärt die zu beobachtende Trockenheit durch einen doppelten Lee-Effekt. Das heißt, dass sich einerseits die vom Atlantik kommenden Wetterfronten bereits an den böhmischen Randgebirgen abregnen, während der Raum andererseits vor Wetterfronten, die entlang des Alpenostrands in Richtung der Mährischen Pforte strömen, durch die Klippenzone geschützt wird.

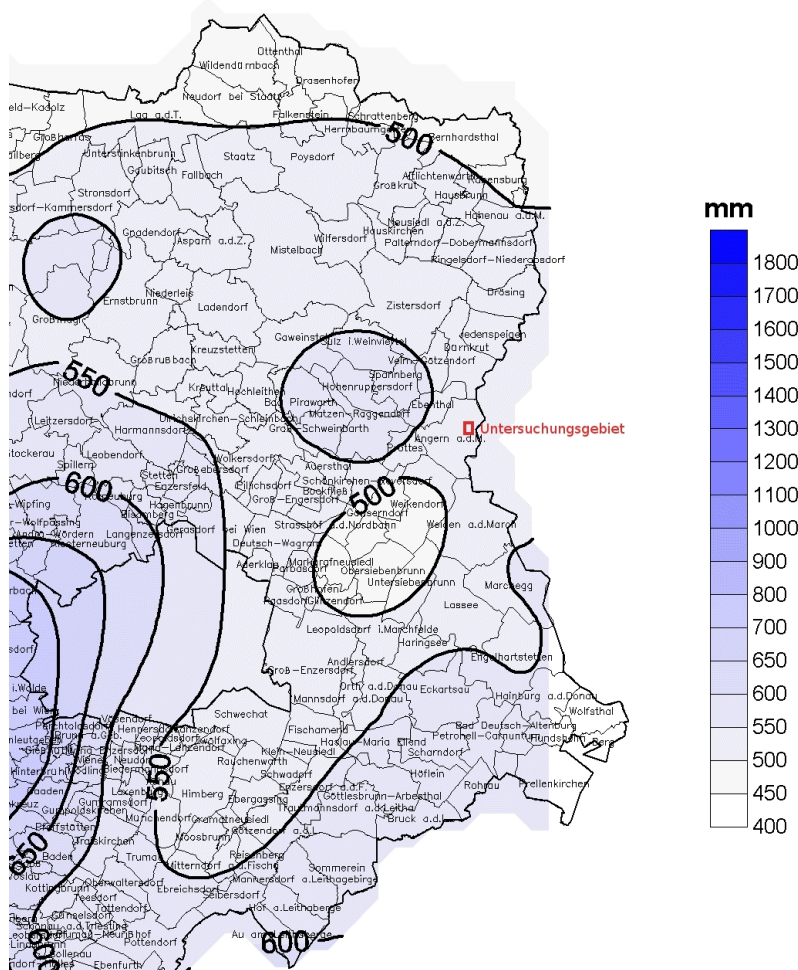


Abbildung 14: Mittel der Jahresniederschlagssumme im nord-östlichen Niederösterreich 1971-2000 (verändert nach LAND NIEDERÖSTERREICH (a))

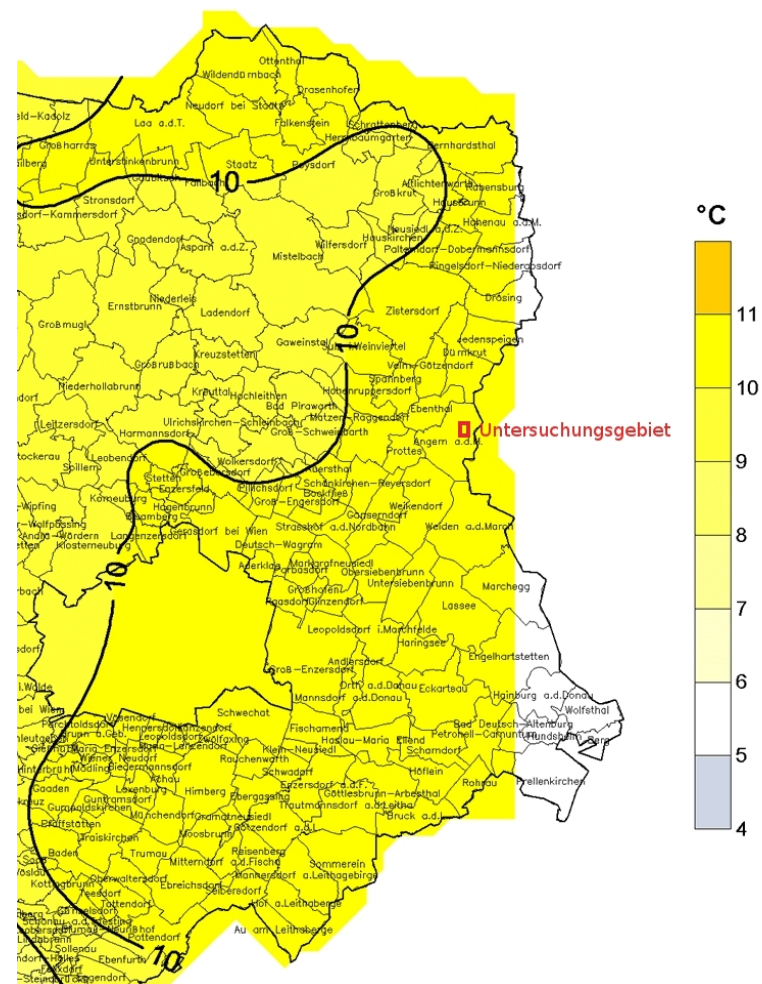


Abbildung 15: Jahresmittel der Lufttemperatur im nord-östlichen Niederösterreich 1971-2000 (verändert nach LAND NIEDERÖSTERREICH (b))

Die hohen Juli-Temperaturen sind wohl durch die niedrigen Höhenlagen, die geringen Niederschläge und die große Anzahl an Sonnenstunden während der Sommermonate bedingt (vgl. HELMER 1928). Trotzdem unterscheidet sich das pannonische Klima deutlich von den echten Steppenklimate in Osteuropa. Zwar gibt es auch im Nordosten Österreichs eine stark abgeschwächte „Trockenklemme“ während des Sommers, eine „Winterstarre“, die durch lange anhaltende tiefe Temperaturen bis ins Frühjahr hinein entsteht, ist in der pannonischen Klimaprovinz jedoch nicht zu beobachten (vgl. FINK 1979).

Während für Stillfried selbst keine Klimamessdaten erhältlich sind, werden in nur ca. 10 km nördlich gelegenen Dürnkrot schon seit 1887 Niederschlagswerte und seit 1895 auch Lufttemperaturen gemessen (siehe auch Abbildung 12). Auf diese Werte soll daher zurückgegriffen werden, um die klimatischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet etwas näher zu charakterisieren. Während der Periode 1961 bis 1990 betrug die durchschnittliche Jahresniederschlagssumme in Dürnkrot 524 mm. Die mittlere Jahrestemperatur des gleichen Zeitraumes ist für diese Station nicht vorhanden; hier wird deshalb der Wert aus Hohenau an der March, das rund 25 km nördlich von Stillfried liegt, herangezogen. Die mittlere Jahrestemperatur betrug dort zwischen 1961 und 1990 9,0 °C (vgl. HYDROGRAPHISCHER DIENST IN ÖSTERREICH 2011); für die Periode 1971 bis 2000 lag dieser Wert sogar schon bei 9,2 °C (ZAMG 2002).

Zwischen 1991 und 2000 gab es in Dürnkrot pro Jahr im Mittel 115,8 Tage mit messbarem Niederschlag. An durchschnittlich 33,4 davon fiel dieser Niederschlag in Form von Schnee. Dies spiegelt sich auch in den von WERNSTEDT (1972 nach OCHES & MCCOY 1995) für die nahegelegene Klimastation von Malacky in der Slowakei angegebenen Werten wider: Dort beträgt die mittlere Sommerniederschlagssumme (Juni, Juli, August) 213 mm, jene des Winters (Dezember, Jänner, Februar) nur 107 mm. Das höchste beobachtete Tagesmittel der Lufttemperatur seit Bestehen der Klimastation Dürnkrot wurde im Juli 2007 mit 30,3 °C gemessen. Das tiefste Tagesmittel lag im Jänner 1985 bei -21,0 °C (HYDROGRAPHISCHER DIENST IN ÖSTERREICH 2011). Die mittleren Sommertemperaturen liegen in Malacky bei 18,9 °C, die durchschnittlichen Wintertemperaturen betragen dort -0,4 °C (WERNSTEDT 1972 nach OCHES & MCCOY 1995).

Windmesswerte sind in der Region nur für Hohenau verfügbar, weshalb hier wieder auf die dort gemessenen Werte zurückgegriffen wird. Im Sommer herrschen Nordwest-Winde vor; im Winter kommt der Wind verstärkt auch aus süd- oder südöstlicher Richtung (ZAMG 2002).

4.4 Böden & Paläoböden

In diesem Abschnitt soll zunächst kurz auf die rezenten Böden eingegangen werden, danach wird der Fokus aber auf die pleistozänen Bodenbildungen gelegt, da Letztere eine zentrale Bedeutung für diese Arbeit haben.

Im Gegensatz zu den pleistozänen Paläoböden können die rezenten Böden der österreichischen Lössregionen nur mehr in zwei Bereiche eingeteilt werden. Das Untersuchungsgebiet um Stillfried befindet sich in der östlichen, trockenen Lösslandschaft (vgl. FINK 1956b). Die vorherrschenden Bodentypen in dieser Region sind Tschernoseme und Braunerden. Der Übergang zwischen den beiden Bodentypen ist niederschlags- und höhenabhängig. Da auf Löss A-B-C-Böden erst ab einer Seehöhe von 200 bis 250 m vorkommen und der höchste Punkt im Untersuchungsgebiet der Kirchenberg von Stillfried mit knapp 200 m ist, darf angenommen werden, dass Braunerden im Untersuchungsgebiet eine untergeordnete Rolle spielen (vgl. FINK 1956b, FINK 1979). Was hingegen gerade in Stillfried, wo die Besiedelungsgeschichte weit zurückreicht, sicher von Bedeutung ist, sind Kulturrohböden. Diese können durch anthropogenen Einfluss oder durch Hanglagen bedingte Erosion entstehen (vgl. FINK 1979). Da das erodierte Material natürlich am Hangfuß oder in Mulden wieder abgelagert wird, sind Kulturrohböden meist mit Kolluvien vergesellschaftet.

Im Löss von Stillfried, der auch als Ausgangsmaterial für die rezenten Böden dient, findet man allerdings, wie schon kurz erwähnt, ebenso pleistozäne Bodenbildungen. Diese Paläoböden sind in zwei Profilen aufgeschlossen: in tieferer Lage das Profil Stillfried A und höher gelegen Stillfried B. Zwischen diesen beiden Profilen besteht kein direkter Zusammenhang, es sind aber aus älterer Literatur Beispiele bekannt, wo die Bodenbildungen von Stillfried A und B übereinander in einem Profil vorkommen sollen (vgl. RÖGL & SUMMESBERGER 1988). Aufgrund der mittlerweile stark veränderten Situation im Untersuchungsgebiet, was den Bewuchs angeht, war ein Auffinden dieser Stellen in den letzten Jahren allerdings nicht möglich (vgl. RIEGLER 2007).

Erwähnt wurden die Paläoböden von Stillfried bereits im Exkursionsführer von BOEHMKE (1917). Ausführlicher beschrieben, im Rahmen der damaligen Möglichkeiten, wurden die Bodenbildungen aber erst in den 1950er Jahren (vgl. FINK 1954). Während Stillfried B im Jahr 2005 in der Nähe des Typusprofils detailliert neu aufgenommen wurde (vgl. PETICZKA ET AL. 2010), fehlt eine solch umfassende Neuaufnahme für den Stillfrieder Komplex, wie Stillfried A auch bezeichnet wird. Daher wird zur Beschreibung von Stillfried A bis heute auf die Untersuchungen von Fink zurückgegriffen (siehe auch Abbildung 16). Aber auch auf viele seiner paläopedologischen und stratigraphischen Interpretationen finden bis heute Verwendung (vgl. RIEGLER 2007).

Das Untersuchungsgebiet

Die Typuslokalität des Stillfrieder Komplexes befindet sich an einem nordostexponierten Hang innerhalb des kleinen Tales, in dem sich die Ortschaft Stillfried befindet (vgl. FINK 1954, RÖGL & SUMMESBERGER 1978). In diesem Profil wird eine Braunerde von drei unterschiedlich mächtigen Humuszonen überlagert, wobei alle Bodenhorizonte durch Löss voneinander getrennt sind. Unterhalb des B-Horizonts befindet sich ein Bereich mit starker Kalkanreicherung (vgl. Abbildung 16). Der Stillfrieder Bodenkomplex stellt insofern eine Anomalie dar, da von den Paläoböden im nordöstlichen Niederösterreich im Allgemeinen nur der B_t-Horizont erhalten geblieben ist, während die Humusschichten oxidiert wurden und daher in der Regel fehlen (VERGINIS 1995).

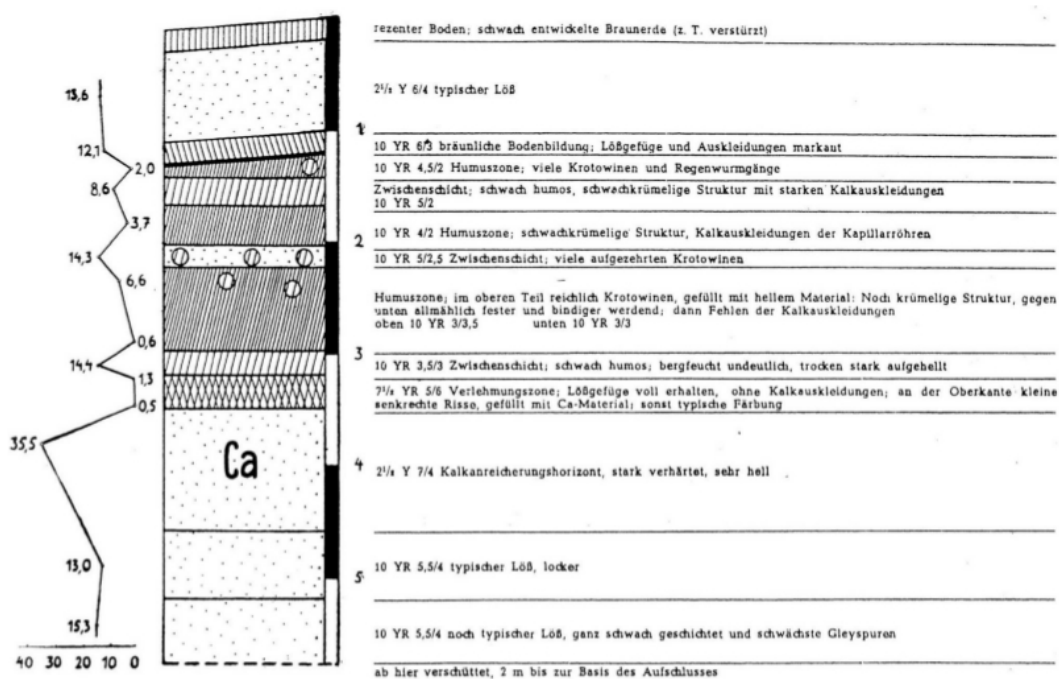


Abbildung 16: Profil Stillfried A - Stillfrieder Komplex (FINK 1954, S.90)

Tonreiche, verbrauchte Bodenbildungen mit darunterliegendem Kalkanreicherungszone werden als Böden, die unter echten Interglazialbedingungen entstanden sind, angesehen. Da der Löss an der Basis des Stillfrieder Komplexes dem vorletzten Glazial zugerechnet wird (vgl. RÖGL & SUMMESBERGER 1988), muss es sich beim B_t-Horizont von Stillfried A um eine Bildung aus dem letzten Interglazial²⁹ handeln. Angesichts der Tatsache, dass die rezenten Böden im Untersuchungsgebiet Tschernoseme sind, müssen damals in dieser Region bedeutende klimatische Unterschiede im Vergleich zu heute bestanden haben. FINK (1956b) hält fest, dass es naheliegend sei, einen Vergleich mit rezenten Braunerden auf Löss anstellen zu wollen. Hinweise auf eine ausgedehnte Bewaldung seien allerdings im Profil noch nicht gefunden worden, weshalb die intensive Färbung

²⁹ Dieses entspricht der Sauerstoff-Isotopenstufe 5e (CATT 1989).

des Bodens mit mediterranen Klimaverhältnissen in Verbindung gebracht wird. Eine Rekonstruktion des Ausmaßes der ehemaligen Bewaldung anhand von Pollenanalysen, welche für die dem Stillfrieder Komplex gleichgesetzten Bodenbildungen von Oberfellabrunn durchgeführt wurden, war leider nicht möglich. Prinzipiell sind auch im B_t-Horizont die Nichtbaumpollen vorherrschend. In diesem Horizont sowie in der darüberliegenden Humuszone sind jedoch genügend Baumpollen vorhanden, um Aussagen über die auftretenden Arten treffen zu können. Interessant ist hierbei in erster Linie, dass die Bedeutung von Laubhölzern während des Interglazials stärker gewesen sein muss als in den darauf folgenden Klimaschwankungen in der Frühzeit des letzten Glazials (vgl. FRENZEL 1964). Als solche werden die Humushorizonte von Stillfried A nämlich interpretiert (vgl. FINK 1956b, FINK 1960). Die Pollenanalysen in Oberfellabrunn ergaben für den zuunterst gelegenen Horizont einen hohen Koniferenanteil (FRENZEL 1964). FINK (1956b) interpretiert diese Humuszonen analog zu den rezenten Böden im Untersuchungsgebiet als Tschernoseme. Zudem gebe es Hinweise, dass sich das Klima während ihrer Bildung nicht stark von jenem der Lösssedimentationsperioden unterschieden hätte. Man könne deshalb von einem Übergang zwischen klassischen Steppenbedingungen und solchen der Kältesteppe ausgehen.

Um eine Korrelierung mit Paläobodenprofilen im tschechischen Raum zu ermöglichen, wurde versucht auch im Profil von Stillfried A mittels paläomagnetischer Untersuchungen den Blake-Event³⁰ nachzuweisen, was allerdings nicht gelungen ist (vgl. FINK 1979). WALLNER ET AL. (1990) haben zudem das Alter des B_t-Horizonts des Stillfrieder Komplexes mit Hilfe von Lumineszenzdatierungen bestimmt. Bei der Thermolumineszenz-Datierung (TL) ergab sich dabei ein Alter von 79.000 ± 8.000 Jahren BP, während der Verbraunungshorizont bei der Datierung mittels phototransferierter Thermolumineszenz (PTTL) mit 87.000 ± 9.000 Jahren BP leicht älter eingestuft wird.

Die gleichen Datierungsmethoden wurden von WALLNER ET AL. (1990) auch auf den Pedokomplex von Stillfried B angewendet, wo der unterste BC-Horizont zwischen der Holzkohleschicht und dem Bereich der Karbonatanreicherung beprobt wurde (vgl. Abbildung 17). Das TL-Alter beträgt hier 33.000 ± 3.000 Jahre BP, jenes der PTTL-Datierung 37.000 ± 4.000 Jahre BP. Zudem wurde der über den Bodenbildungen liegende Löss von FRECHEN ET AL. (2003) in fünf Tiefen beprobt und mittels Thermolumineszenz datiert. Es ergab sich dabei ein Sedimentationszeitraum von 27.500 bis 16.500 Jahre BP, wobei jedoch zwischen den beiden obersten Proben eine Altersumkehr festgestellt wurde. Das gesamte untersuchte Lösspaket wird als umgelagerter Löss eingestuft. Für Stillfried B sind aufgrund der Holzkohleeinschlüsse zudem mehrere ¹⁴C-Datierungen durchgeführt worden (TERHORST ET AL. 2011). Die Ergebnisse dieser Untersuchungen bewegen sich im Bereich von

30 Beim Blake-Event handelt es sich um eine Exkursion des Erdmagnetfeldes rund 120.000 bis 115.000 Jahre vor heute (vgl. LAJ & CHANNEL 2007). Diese wird zwischen die Sauerstoff-Isotopenstufen 5e und 5d gestellt (TUCHOLKA ET AL. 1987 nach LAJ & CHANNEL 2007).

rund 28.000 Jahren BP oberhalb der Bodenbildung (vgl. FINK 1962) bis ca. 20.000 Jahre BP im Löss darunter (vgl. RÖGL & SUMMESBERGER 1978). Eine Erklärung für diese Altersinversion gibt es bisher nicht (RIEGLER 2007). Auch neuere, unkali-brierte ^{14}C -Alter, die knapp über bzw. unter der Oberkante des Stillfried B-Pedo-komplexes bestimmt wurden und sich zwischen 25.000 und 22.000 Jahren bewe-gen, weisen eine leichte Altersumkehr auf (vgl. TERHORST ET AL. 2011).

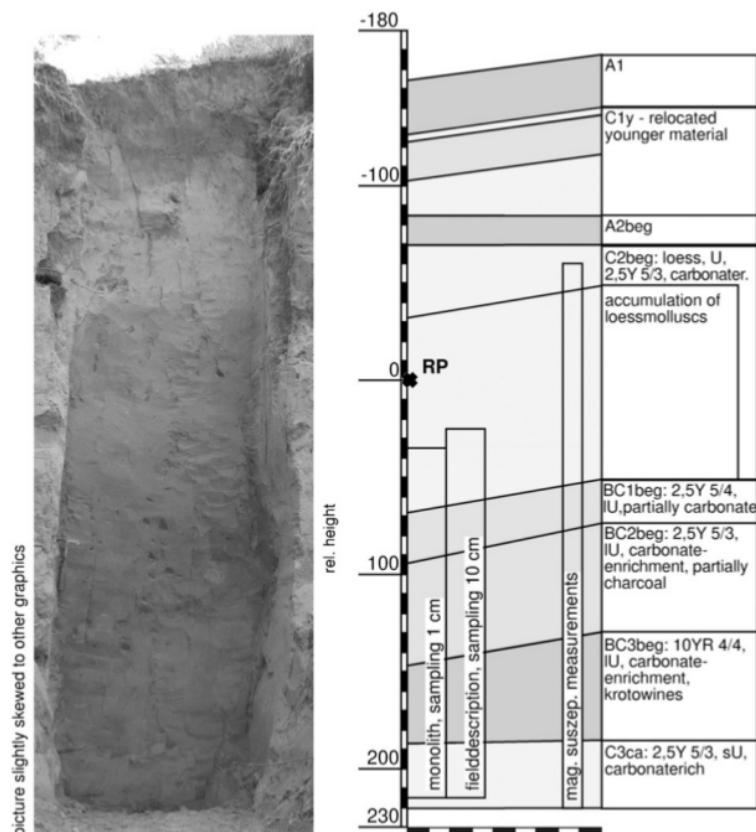


Abbildung 17: Neuaufnahme des Profils Stillfried B (PETICZKA ET AL. 2010 S. 170)

Während Fink (1954, 1961) Stillfried B noch als *eine* blasse, hellbraune bzw. blassbraune Bodenbildung bezeichnete, ist durch neuere Untersuchungen mittler-weile klar, dass es sich eigentlich um einen Pedokomplex aus drei übereinander-liegenden, schwach entwickelten BC-Horizonten handelt. Insgesamt weist dieser eine Mächtigkeit von ca. 1,2 m auf (vgl. PETICZKA ET AL. 2010, TERHORST ET AL. 2011). Im Vergleich zum Stillfrieder Komplex sind die Bodenbildungen von Still-fried B mit freiem Auge nur schwer erkennbar (vgl. RÖGL & SUMMESBERGER 1978). Das liegt daran, dass diese zwar deutlich entkalkt, jedoch nur schwach verbraunt sind (vgl. FINK 1961). Im unteren Bereich von BC2beg sowie im Übergang zwi-schen BC3beg und dem darunterliegenden Löss befinden sich Kalkanreicherungs-horizonte (vgl. PETICZKA ET AL. 2010). Üblicherweise wird Stillfried B als intersta-

dialer Boden des letzten Glazials angesehen (vgl. RÖGL & SUMMESBERGER 1978). Es wird angenommen, dass es sich dabei um die Bodenbildung einer Kaltsteppe handelt (FINK 1979, RÖGL & SUMMESBERGER 1988). Da ein rezent es Vergleichs-äquivalent fehlt (FINK 1961), sind solche Interpretationen allerdings nicht gesichert. Pollenanalysen geben aber Hinweise darauf, dass es sich tatsächlich um Steppenböden handeln könnte. Das Auftreten von Baumpollen weist zwar auf Bewaldung in der Umgebung von Stillfried zur Zeit des „Stillfried B“-Interstadials hin, da der Baumpollenanteil jedoch nur 31,0 % beträgt, ist davon auszugehen, dass diese nicht geschlossen war, sondern nur besonders günstige Standorte, wie beispielsweise feuchtere Bereiche entlang der March, einnahm. Für das trockenere Lössplateau ist hingegen eine steppenartige Vegetation anzunehmen (vgl. FRENZEL 1964).

4.5 Vegetation & anthropogene Nutzung

Das Untersuchungsgebiet liegt in der pannonischen Florenprovinz. Der Begriff „pannonisch“ wird häufig mit Steppen verbunden. Allerdings reichen selbst in den trockensten Gebieten Österreichs die Bedingungen nicht für die Ausbildung klimatogener Steppen aus. Deren Westgrenze verläuft rund 50 km östlich von Bukarest in Rumänien. Trotzdem finden sich in der pannonischen Klimaprovinz Waldsteppenexklaven. Dabei handelt es sich um in ihrer Ausdehnung begrenzte Steppengebiete mit größeren Baumgruppen und Waldinseln. Solche Steppen treten entweder über ungünstigen Böden vor und werden dann als *Substratsteppen* bezeichnet, oder sie liegen über eigentlich waldfähigen Standorten, bleiben aber aufgrund der menschlichen Nutzung baumfrei. Letztere werden auch *Sekundärsteppen* genannt. Dabei handelt es sich um sogenannte Halbkulturformationen, die ihre naturnahe Vegetation nicht komplett verloren haben. Vor allem die fruchtbaren Tschernosemgebiete über Löss sind aber großteils in landwirtschaftliche Flächen umgewandelt worden. Ein Bewirtschaftungsende würde aber auch hier zu einer Wiederbewaldung führen (vgl. SCHRATT-EHRENDORFER 2008). Trockenrasenstandorte sind in der Gegend um Stillfried, welche auf eine sehr lange Besiedlungsgeschichte zurückblicken kann (vgl. ANTL & VERGINIS 1998), daher eher eine Seltenheit; die meisten Flächen werden wein- oder ackerbaulich genutzt. Entlang der March findet man noch harte Auwälder mit Stieleiche, Ulme und Feldahorn, während auf dem Lössplateau des Matzener Hügellandes Eichen-Buschwälder sowie über sandigen Standorten Rotföhren- oder Birkenwälder vorkommen. Anthropogene Beeinflussung ist aber auch im Baumbestand erkennbar. So wurden Lösshänge teilweise mit Robinien bepflanzt, um Erosion zu verhindern (vgl. HELMER 1928). Als Besonderheit im Untersuchungsgebiet ist das Vorkommen der Kammquecke zu nennen. Diese wächst an Löss-Steilhängen und hat im Stillfrieder Raum ihren einzigen natürlichen Standort innerhalb des österreichischen Pannonikums (vgl. SCHRATT-EHRENDORFER 2008).

5 Methoden

5.1 Recherche

Als Grundlage für den Versuch einer 3D-Modellierung der Paläoboden-Komplexe von Stillfried dient die geologische Kartierung von RÖGL & SUMMESBERGER (1978). Diese ist in Abbildung 18 dargestellt. Tabelle 7 im Anhang gibt nähere Auskunft über die einzelnen Standorte der Kartierung.

Für den Zweck dieser Arbeit sind letztendlich nur 29 der 35 aufgenommenen Punkte interessant, da sich an sechs Punkten entweder keine oder nur unzuordenbare Hinweise auf Bodenbildungen finden. An zwei Punkten ist rein die Bunte Serie aufgeschlossen. Auch diese Profile sind jedoch interessant, da die Bunte Serie die Untergrenze der Lössablagerungen und somit das präquartäre Relief darstellt (vgl. Abschnitt 4.2). An sieben weiteren Punkten kommt die Bunte Serie in Verbindung mit Stillfried A vor. In einem Profil (Punkt 1) wurde darüber auch noch Stillfried B gefunden. Stillfried B tritt ebenso bei Standort 6 auf; dort allerdings nicht in einem Profil mit der Bunte Serie und Stillfried A, sondern an einer räumlich getrennten Stelle (vgl. RÖGL & SUMMESBERGER 1978 & Tabelle 7).

In einem ersten Schritt wurde versucht durch Feldbegehungen jene Standorte zu finden, die sich im offenen Gelände befinden. Danach wurde angestrebt über Grundbucheinträge die aktuellen Eigentümer jener Parzellen ausfindig zu machen, auf denen sich Standorte der geologischen Kartierung in Kellern oder Hinterhöfen befinden. Dort, wo dies möglich war, wurde im Anschluss Kontakt mit den Eignern aufgenommen, um einen Begehungstermin zu vereinbaren.

5.2 Geländemethoden

5.2.1 Rammkernsondierung

Da es RÖGL & SUMMESBERGER (1978) nicht gelungen war, direkt an den Typuslokalitäten eine Verbindung zwischen den beiden Stillfrieder Paläoboden-Komplexen herzustellen, wurde dies an einem etwas südlich von Punkt 19 (vgl. Abbildung 18) gelegenen Standort erneut versucht. Dazu wurde an einer Stelle westlich der Abbaumwand der Ziegelei eine Rammkernsondierung mit der Sondierdraht *GTR780 V* durchgeführt. Mit Hilfe von Fallgewichten wurden Sonden, die in diesem Fall mit Plastik-Linern ausgelegt waren, in den Boden geschlagen, um so einen Einblick in den geologischen Untergrund und eventuell vorhandene Bodenbildungen zu erhalten. Die auf diese Weise entnommenen Bohrkerne wurden anschließend ins Physiogeographische Labor der Universität Wien transportiert, wo die Liner aufge-

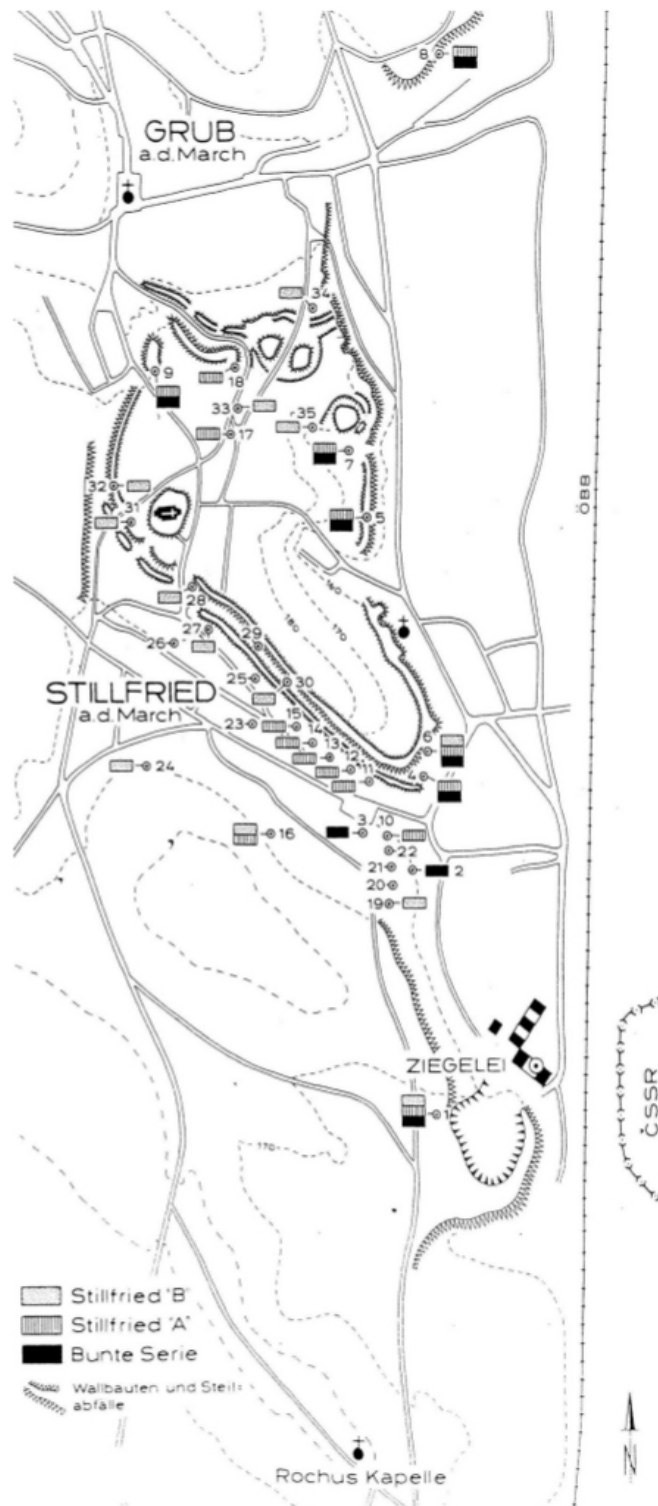


Abbildung 18: Standorte der geologischen Kartierung durch Rögl & Summesberger (1978)

schnitten (Abbildung 19) und die gewonnen Proben hinsichtlich Korngröße und Karbonatgehalt analysiert wurden (siehe Abschnitt 5.3).



Abbildung 19: geöffneter Liner im Physiogeographischen Labor der Universität Wien (eigene Aufnahme, 2008)

5.2.2 Profilsprache

Da gerade bei jenen Standorten, die sich auf Grundstücken in Privateigentum befinden, die Profilsprache möglichst rasch erfolgen musste, wurden qualitative Einordnungskriterien analog zur geologischen Kartierung von RÖGL & SUMMESBERGER (1978) gewählt. Dies bietet natürlich zusätzlich die Möglichkeit, die eigenen Beobachtungen später mit jenen der geologischen Kartierung vergleichen zu können. Die gewählten Merkmale sind in Tabelle 3 dargestellt.

Tabelle 3: Überblick über die Kriterien, die zur Zuordnung der Profile zu den gesuchten Klassen verwendet wurden (zusammengestellt aus RÖGL & SUMMESBERGER 1978)

Kriterien zur qualitativen Beurteilung der Profilstandorte	
Bunte Serie	Sand- & Karbonatgehalt, teilweise Farbe
Stillfried A	Farbe, Karbonatgehalt
Stillfried B	Holzkohle & Mollusken, Karbonatgehalt

Stillfried A ist durch die kräftige Farbe der Bodenbildungen sehr leicht erkennbar, für den Pedokomplex von Stillfried B musste jedoch auf Holzkohle und Mollusken als Indikatoren zurückgegriffen werden, da die schwach gefärbten BC-Horizonte mit freiem Auge nur schwer zu identifizieren sind (vgl. Abschnitt 4.4). Der jungtertiäre Untergrund ist vom Löss hingegen leicht unterscheidbar, da die Bunte Serie einen deutlich höheren Sandgehalt aufweist. Dort, wo deren zwischengelagerte grünliche und graue Tonmergel bzw. Tone zutage treten, dient zudem die Farbe als Hinweis. Mit Hilfe von Salzsäure können außerdem auch im Feld schnell Informationen über den Karbonatgehalt eines Sediments generiert werden. Dieser ist in der Bunten Serie deutlich höher als im darüberliegenden Löss, in den Bodenbildungen der Paläoboden-Komplexe hingegen merklich niedriger als im umgebenden Löss.

5.2.3 Profilaufnahme

Alle untersuchten Profile wurden georeferenziert (siehe Abschnitt 5.2.5). Für alle in offenem Gelände befindlichen Profile wurden zudem Skizzen angefertigt, in denen deren wichtigste Merkmale festgehalten wurden. Detaillierte Profilaufnahmen wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt. Im Allgemeinen enthalten die Skizzen daher nur Informationen über die Profilhöhe und die Position der Bodenbildungen bzw. wenn vorhanden, der Tertiär-Obergrenze. Besondere Auffälligkeiten, wie z.B. Krotowinen, wurden ebenfalls eingetragen. Zudem wurde die Lage der Beprobungsstellen (vgl. Abschnitt 5.2.4) vermerkt. Die Skizze von Profilstandort 17 ist exemplarisch in Abbildung 20 dargestellt. In diesem Profil fehlen die Probenahmepunkte, da dieses als einziges durchgehend beprobt wurde. Für die Profilstandorte auf Privatgrund existieren keine solche Skizzen, da hier der Fokus rein darauf gelegt wurde, die in den Wänden erkennbaren Horizontgrenzen einzumessen, um den Zeitaufwand für die Eigentümer zu minimieren. Auch die Typuslokalitäten von Stillfried A und B wurden nicht skizziert, da für beide schon detaillierte Aufnahmen vorhanden sind (vgl. Abbildung 16 & Abbildung 17).

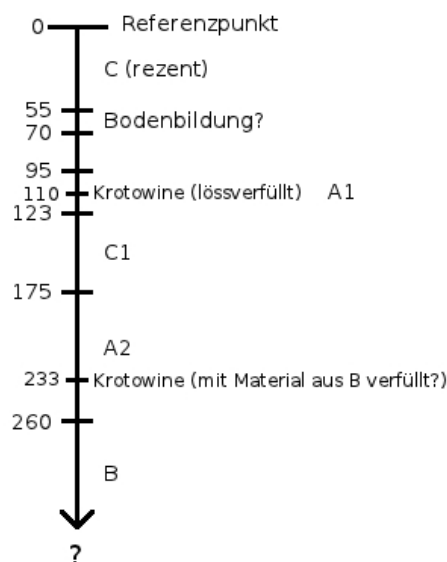


Abbildung 20: Profilschizze Punkt 17, Höhenangaben in cm (eigene Darstellung)

5.2.4 Beprobung

Um die qualitativ im Feld getroffenen Einteilungen auch durch quantitative Daten zu unterstützen, wurden für alle Abgrenzungen, die auf Basis der in Abschnitt 5.2.2 genannten Kriterien gezogen wurden, auch Proben genommen. Es wurde pro festgelegtem Horizont eine Probe genommen. Eine durchgehende Beprobung aller Profile wäre zwar wünschenswert, war im Rahmen dieser Arbeit aber nicht

durchführbar. Bei Punkten, die sich auf Privatgrundstücken befinden, war keine Probenahme möglich.

Detaillierter beprobt wurden nur Punkt 17 sowie die Bohrkerne der Rammkernsondierung, da in diesen beiden Fällen eine Chance gesehen wurde, die Paläoboden-Komplexe von Stillfried A und B übereinander in einem Profil zu finden. Der Profilkpunkt 17 wurde daher im Feld mithilfe eines Stechzylinders in 5 cm-Abständen beprobt, während für die gezogenen Bohrkerne im Labor 10 cm-Abschnitte umfassende Mischproben erstellt wurden.

5.2.5 Tachymetrische Aufnahme

Alle untersuchten Standorte wurden, um eine geoinformatische Weiterverarbeitung der aufgenommenen Daten zu ermöglichen, mittels Tachymeter eingemessen. Dazu wurde der Tachymat *Leica TCRP 1201* verwendet, welcher an Fixpunkten des Bundesmeldenetzes (BMN) „eingehängt“ wurde, um so seinen Standort zu bestimmen. Um den Tachymeter frei im Feld stationieren zu können müssen zumindest zwei Anschlusspunkte des BMN innerhalb des Messbereiches liegen. Für mindestens einen dieser Punkte müssen Höhendaten bekannt sein.

Ist die Position des Tachymeters bestimmt, so können die Referenzpunkte der Profile eingemessen werden. Wenn dies von jener Position aus, an welcher der Tachymeter ins Messnetz eingehängt wurde, nicht möglich ist, können mithilfe eines Reflektors so lange Zwischenpositionierungen vorgenommen werden, bis man einen Punkt mit freier Sicht auf das Profil erreicht.

5.3 Labormethoden

5.3.1 Korngröße

Bei der Korngrößenbestimmung der Bohrkern-Proben wurde die Analyse mittels Pippettierung durchgeführt. Die Korngrößen aller anderen Proben wurden durch Dreifachbestimmung mit dem *Sedigraph 5120* der Marke *micromeritics* ausgewertet. Da die Sedigraphanalysen von Mitarbeitern des Physiogeographischen Labors durchgeführt wurden, soll hier nur auf die Analysemethoden, die bei der Auswertung der Bohrkerne eingesetzt wurden, näher eingegangen werden.

Die Bestimmung der Korngrößenverteilung erfolgte gemäß ÖNORM L 1061-2 (2002). Diese beschäftigt sich mit der Korngrößenverteilung des Feinbodens. Prinzipiell wird bei der Analyse des Feinbodens so vorgegangen, dass die Probe durch drei Siebe mit unterschiedlichen Maschenweiten gewaschen wird. Das in

den Sieben gefangene Material wird anschließend in Petrischalen überführt, getrocknet und ausgewogen. Auf diese Weise erhält man die Masseanteile von Grob-, Mittel- und Feinsand an der Gesamtprobe.

Das bei der Nasssiebung durchgewaschene feinere Material wird aufgefangen, um daraus die Grob-, Mittel- und Feinschluff- sowie Tonanteile der Probe zu bestimmen. Die weitere Analyse erfolgt mithilfe der Pipettmethode. Diese macht sich das Stoke'sche Gesetz zunutze, wonach unterschiedlich große Körner, die sich in einer Flüssigkeit in Schwebelage befinden, unterschiedliche Sinkgeschwindigkeiten aufweisen (vgl. PETICZKA ET AL. 2005). Um die Anteile der einzelnen Korngrößenfraktionen zu bestimmen, wird an vier temperaturabhängigen und exakt festgelegten Zeitpunkten mit einer Pipette jeweils eine kleine Menge des in Flüssigkeit suspendierten Feinbodenmaterials entnommen. Dieses wird in Schälchen überführt, getrocknet und ausgewogen. Im Gegensatz zum Sand sind dadurch aber noch nicht die Massenanteile der einzelnen Korngrößenfraktionen bestimmt. Da einerseits nur eine kleine Menge des gesamten sich in Suspension befindlichen Materials entnommen wird, und außerdem bei den ersten drei Pipettierungen, welche die Grob-, Mittel- und Feinschluffanteile bestimmen sollen, jeweils die kleineren Fraktionen mitenthalten sind, müssen die Anteile der dieser Korngrößen an der Gesamtprobe im Anschluss an die Auswaage erst berechnet werden. Sie ergeben sich aus der Massendifferenz zwischen der zu ermittelnden Korngrößenfraktion und der nächstkleineren Klasse sowie der Umrechnung der entnommenen Probemenge auf die Gesamtsuspension.

5.3.2 Karbonatgehalt

Die Bestimmung des Karbonatgehaltes der Proben wurde nach ÖNORM L 1084 (1999) durchgeführt. Dabei wird eine Scheibler-Apparatur eingesetzt, welche das Volumen des CO_2 misst, das freigesetzt wird, wenn die Bodenprobe mit Salzsäure (HCl 10%) in Berührung gebracht wird. Bei dieser Analyse wird luftgetrockneter Feinboden eingesetzt, da eine Veränderung der Bodenchemie durch die hohen Temperaturen bei Einsatz eines Trockenschrankes das Ergebnis verfälschen würde. Die Lösung von Kalk erfolgt in diesem Versuch gemäß der Formel



Dabei gilt zu beachten, dass die Salzsäure neben Kalziumkarbonat auch alle anderen in der Probe befindlichen Karbonate löst. Deren Anteile sind aber üblicherweise vernachlässigbar. Die Umrechnung des CO_2 -Volumens auf den Karbonatgehalt erfolgt mittels eines Faktors (2,274) sowie eines Korrekturwertes, welcher luftdruck- und temperaturabhängig ist. Der ermittelte Wert wird entsprechend der Bestimmungen in der ÖNORM auf die Trockenmasse der Probe bezogen (vgl. PETICZKA ET AL. 2005).

5.4 GIS

Die Weiterverarbeitung der durch die oben beschriebenen Methoden erhaltenen Daten in einem Geoinformationssystem ist ebenfalls Teil dieser Diplomarbeit. Sie erfolgte mit dem Programm *ArcMap 9.3* der Firma *ESRI*. Neben den im Zuge dieser Arbeit selbst durchgeführten Aufnahmen und Auswertungen bildet ein digitales Geländemodell (DGM), welches vom Land Niederösterreich bezogen wurde, die weitere Datengrundlage. Um zu gewährleisten, dass die Weiterverwendung der hier erstellten Modellierung auch für andere Nutzer problemlos möglich ist, wurde diese mit dem ArcGIS Modelbuilder durchgeführt. Dabei handelt es sich um ein Werkzeug, mit welchem Modelle erstellt werden können, die man später immer wieder über die Datengrundlage laufen lassen kann. Wenn also ein neuer Punkt in die Datengrundlage aufgenommen wird, muss man nur mehr das bereits fertige Modell ablaufen lassen, um aktualisierte Ergebnisse zu erhalten. Wie dieses Modell funktioniert, ist für Stillfried B exemplarisch in Abbildung 21 dargestellt. Das vollständige Flussdiagramm, das diesen Ablauf für alle drei untersuchten Formationen zeigt, findet sich im Anhang (Abbildung 30).

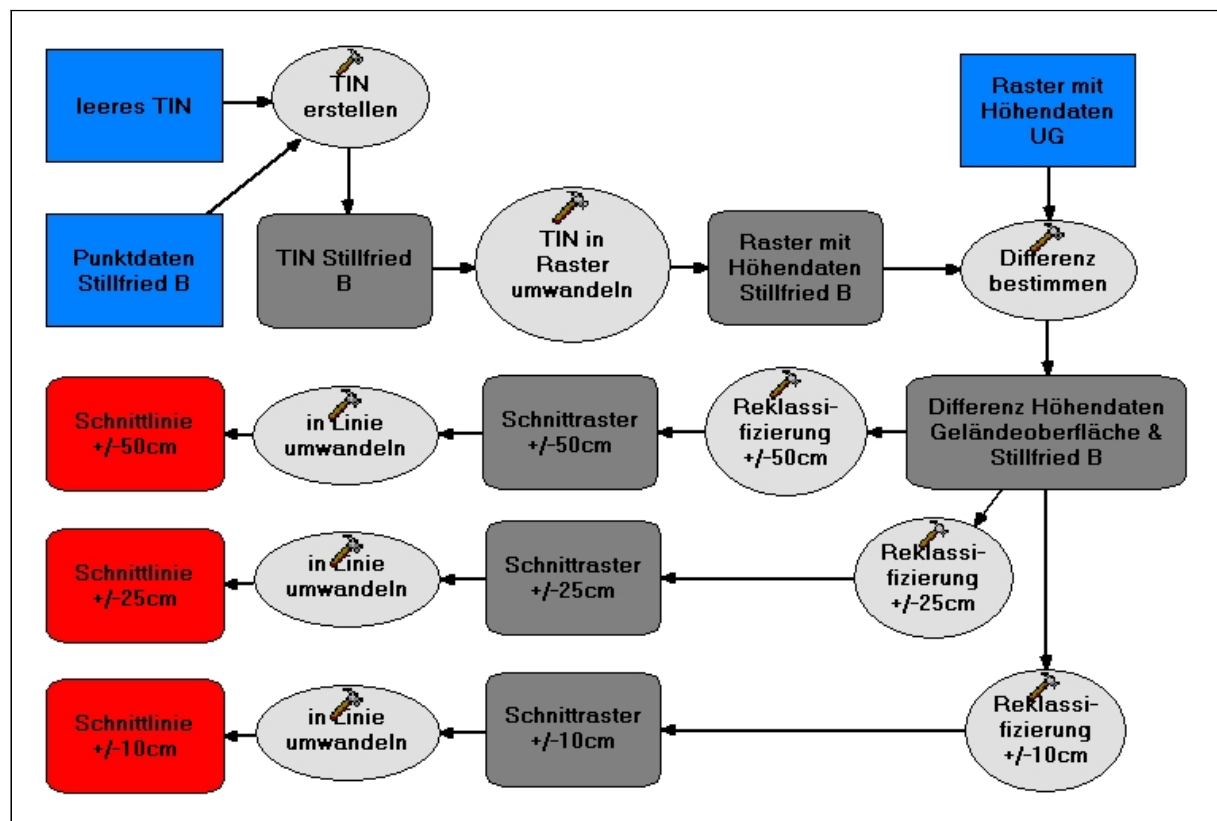


Abbildung 21: Schematischer Ablauf der 3D-Modellierung der Höhenlage des Stillfried B-Pedokomplexes (eigene Darstellung)

Aus den Punktdaten, welche mittels der in der tachymetrischen Aufnahme gewonnenen Koordinaten positioniert wurden, wurde ein unregelmäßiges Dreiecksnetz (TIN³¹) erstellt. Durch das Verbinden der einzelnen Punkte mit unregelmäßigen Dreiecken werden die Höhendaten der Punkte in die Fläche interpoliert. Die so gewonnenen Höhendaten sowie das DGM wurden für die Weiterverarbeitung in Rasterdatensätze mit einer Auflösung von einem Meter konvertiert. Danach wurde für jede Rasterzelle die Höhendifferenz zwischen der Geländeoberfläche und der interpolierten Höhe von Stillfried B ermittelt. Da die Höhendifferenz zwischen den beiden Datensätzen in den seltensten Fällen exakt null betragen wird, wurden zum Herausfiltern jener Stellen, an denen Stillfried B an die Oberfläche tritt, drei Klassen angelegt. Diese beinhalten die Bereiche, in denen die Höhendifferenz zwischen den beiden Datensätzen innerhalb von ± 50 cm, ± 25 cm bzw. ± 10 cm liegt. Im Allgemeinen wird bei kleinräumigen Modellierungen natürlich eine möglichst hohe Auflösung angestrebt, weshalb wünschenswert wäre, dass immer der am engsten abgegrenzte Bereich für Modellierungen herangezogen bzw. dieser sogar noch optimiert werden könnte. In Fällen, in denen nur wenige Punkte bekannt sind, ist ein derart eng abgegrenzter Schnittstellenbereich jedoch nicht sinnvoll, weil die auf deren Basis interpolierten Höhenwerte keine besonders hohe Präzision aufweisen. Ein zu eng abgegrenzter Bereich würde daher eine Genauigkeit vortäuschen, die real nicht erreichbar ist.

Zusätzlich zu den Koordinaten können jedem Punkt Karbonat-, Sand-, Schluff- und Tongehalt in Form von Attributdaten zugewiesen werden. Diese wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht näher ausgewertet, sie könnten aber für weiterführende geostatistische Analysen verwendet werden. Generell wurde darauf geachtet, die Daten so aufzubereiten, dass ihre Weiterverwendung auch durch alternative Anwender möglich ist. Als Bezugssystem wurde in Referenz auf bereits bestehende Datensätze, die sich ebenfalls mit Löss bzw. Paläoböden im Raum Niederösterreich beschäftigen (vgl. LOISHANDL-WEISZ & PETICZKA 2005, RIEGLER 2007), das WGS84³² gewählt, um so deren Kompatibilität und damit eine unkomplizierte Integration sicherzustellen. Dazu wurden die ursprünglich im MGI³³ referenzierten Daten unter Verwendung einer 7-Parametertransformation³⁴ in das WGS84 übertragen.

31 Engl.: Triangulated Irregular Network

32 World Geodetic System, Internationales Referenzsystem. Weiterführende Informationen in RIEDL ET AL. 2008

33 Militär-Geographisches Institut, Referenzsystem der österreichischen Landesvermessung. Weiterführende Informationen: siehe Fußnote 32

34 Transformationsparameter entsprechend der Angaben der in Fußnote 32 angegebenen Quelle

6 Ergebnisse

6.1 Aufnahme zuvor publizierter Standorte

Von den 29 für diese Arbeit als relevant angesehenen Profilpunkten in der geologischen Kartierung von RÖGL & SUMMESBERGER (1978, vgl. Tabelle 7 im Anhang) konnten nur zehn gefunden werden (siehe Abbildung 22). Da die Standorte der Typuslokalitäten von Stillfried A und B bereits bekannt waren, beschränkt sich die Anzahl der im Rahmen dieser Arbeit gefundenen Profilpunkte sogar auf nur acht. Bei zwei dieser Punkte konnten allerdings nur Teile der von RÖGL & SUMMESBERGER (1978) beschriebenen Profile wiedergefunden werden. Tabelle 4 enthält die Ergebnisse der Untersuchung der Standorte aus der geologischen Kartierung.

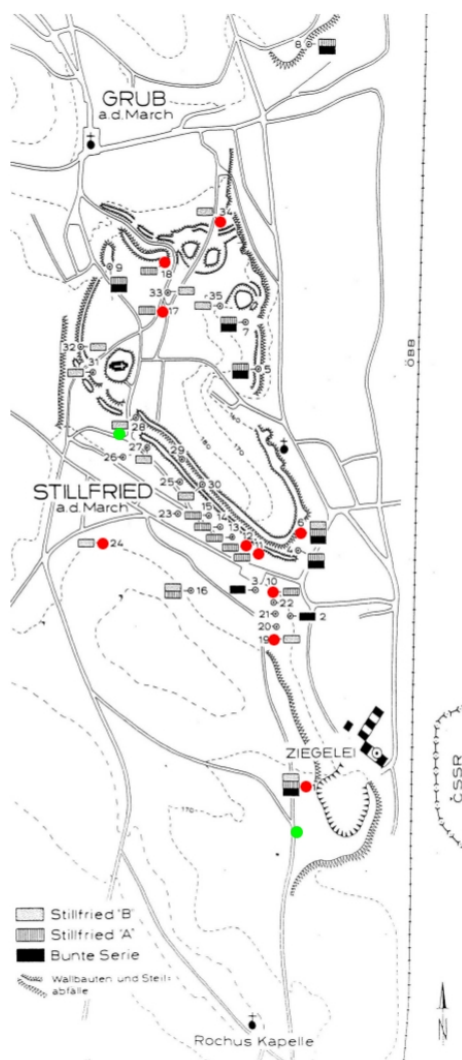


Abbildung 22: Untersuchte Profilpunkte – rot: zuvor publizierte Profile, hellgrün: neue Profile (verändert nach RÖGL & SUMMESBERGER 1978)

Tabelle 4: Übersicht über die Aufnahme der aus RÖGL & SUMMESBERGER (1978) bekannten Profilpunkte (vgl. Abbildung 22)

Punkt-Nr.	Begehbarkeit	Beschreibung der beobachteten Situation & Analyseergebnisse
1	Im Allgemeinen zugänglich - Eigentum der Marktgemeinde Angern	Hier war nur die Oberkante der Bunten Serie zu erkennen. Das von Rögl & Summesberger beschriebene Profil mit den Bodenbildungen von Stillfried A & B konnte nicht gefunden werden. Die Tertiäroberkante wurde an fünf Punkten eingemessen.
6	Beschränkter Zugang - Privatgrund	Beim Profil im hinteren Keller konnte die obere Grenze von Stillfried B eingemessen werden. Darunter ist das Profil gemauert, weshalb keine Untersuchungen dieses Bereichs möglich waren. Der Nebenkeller, in dem Bunte Serie und Stillfried A aufgeschlossen sein sollen, war nicht zugänglich.
10	Beschränkter Zugang - Privatgrund	Typuslokalität Stillfried A; da für dieses Profil bereits eine detaillierte Beschreibung vorhanden ist (FINK 1954), wurde dieser Standort nur eingemessen.
11	Frei zugänglich - zwischen zwei Gebäuden am Gehhang der Typuslokalität Stillfried A	In der gegenwärtigen Situation ist nur der Übergang zwischen dem B ₁ -Horizont und der überlagernden Humusschicht von Stillfried A erkennbar. Eine Grabung zur Freilegung weiterer Bereiche war an dieser Stelle nicht möglich. Eingemessen wurde die erwähnte Horizontgrenze. Proben wurden aus dem Humushorizont sowie dem verbrauchten Bereich entnommen. Beide Bodenbildungen weisen einen äußerst niedrigen Sand- und hohen Tonanteil auf. Der B ₁ -Horizont ist zudem stark entkalkt.
12	Beschränkter Zugang - Privatgrund	Hier konnte im Keller die Obergrenze von Stillfried A eingemessen werden. Eine nähere Untersuchung bzw. Probenahme konnte nicht durchgeführt werden.
17	Frei zugänglich - Hohlweg, nordöstlich der Kirche	Dieses Profil konnte detailliert beprobt werden. Die Analyseergebnisse finden sich unten. Die Skizze der Geländeaufnahme ist in Abbildung 20 zu sehen.
18	Frei zugänglich - Hohlweg, nordöstlich der Kirche	Hier sind westlich des Hohlweges Bodenbildungen von Stillfried A aufgeschlossen. Eine Humuszone befindet sich 55 bis 95 cm, eine zweite 135 bis 170 cm unter dem Referenzpunkt. Beide Humushorizonte sowie der Löss ober und unterhalb des Bodenbildungs-bereiches wurden beprobt. Vor allem im Bereich der unteren Humuszone sowie des unterlagernden Lösses konnte eine starke Kalkanreicherung festgestellt werden. Der obere Humushorizont ist leicht entkalkt. Der Tongehalt der Humusbereiche unterscheidet sich vom überlagernden Löss stark, von jenem an der Basis hingegen deutlich weniger.
19	Frei zugänglich - südöstlich der Museumgasse	Typuslokalität Stillfried B; hier wurden im Rahmen dieser Arbeit keine Analysen durchgeführt, da das Profil bereits durch PETICZKA ET AL. (2010) eingehend untersucht und auch eingemessen wurde.
24	Beschränkter Zugang - Privatgrund	An diesem Standort ist keine Bodenbildung, sondern nur eine Schneckenschicht aufgeschlossen. Analog zum Typusprofil wurde diese als Indikator für Stillfried B gedeutet.
34	Frei zugänglich - südlich des Römerweges in Grub	Auch hier ist nur die Schneckenschicht als Anzeiger für Stillfried B erkennbar. Diese liegt zwischen 75 und 160 cm unter dem Referenzpunkt. Die Schneckenschicht und der überlagernde Löss wurden beprobt. Ton- und Karbonatgehalt unterscheiden sich nur minimal.

Ergebnisse

Die BMN-Koordinaten, die mittels tachymetrischer Einmessung für die Profile aus der geologischen Kartierung ermittelt wurden, sind in Tabelle 5 dargestellt.

Tabelle 5: Ergebnisse der Einmessung der bereits publizierten Profilpunkte mittels Tachymeter (alle Angaben in m)

Punkt-Nr.		Rechtswert	Hochwert	Seehöhe
1	Oberkante Bunte Serie	787.843,471	363.259,177	169,152
		787.856,403	363.271,268	170,908
		787.871,804	363.277,519	172,845
		787.878,752	363.274,941	172,299
		787.885,953	363.271,422	172,428
6	Oberkante Stillfried B	787.793,534	363.856,840	154,639
10	Oberkante Stillfried A	787.766,390	363.612,032	164,477
11	Oberkante B _t (Stillfried A)	787.764,452	363.697,334	158,032
12	Oberkante Stillfried A	787.451,440	363.717,780	157,979
17	Referenzpunkt (vgl. Abbildung 23)	787.536,353	364.195,571	182,887
18	Oberkante Stillfried A	787.569,473	364.300,475	182,414
19	Mittlere Höhe Stillfried B	787.766,600	363.520,060	171,765
24	Unterkante Schneckenschicht	787.412,884	363.730,995	170,988
34	Unterkante Schneckenschicht	787.675,892	364.414,547	169,554

Für Profilpunkt 17 konnte nach Einholen einer Grabungsgenehmigung beim Bundesdenkmalamt ein fast drei Meter mächtiges Profil angelegt und detailliert beprobt werden. Das Profil sowie die Ergebnisse der Analysen von Ton- und Karbonatgehalt sind in Abbildung 23 dargestellt.

Deutlich erkennbar sind die kräftigen Bodenbildungen in den unteren zwei Dritteln des Profils. Vergleicht man dieses mit der Typuslokalität von Stillfried A, so fällt auf, dass hier nur zwei der drei Humushorizonte auszumachen sind. Die Zweiteilung des unteren Humusbereichs durch eine zwischengelagerte Löss-Schicht fehlt an dieser Stelle völlig. Auch die Ergebnisse der Laboranalysen liefern keine Hinweise auf deren Vorhandensein. Der oberste Bereich der tiefer gelegenen Humuszone ist stark entkalkt, darunter steigt der Kalkgehalt wieder um beinahe zehn Prozentpunkte an. Ein kleiner Peak im Karbonatgehalt bei 255 cm, kurz vor dem Übergang zum verbraunten Horizont könnte auf eine geringmächtige Löss-Zwischenschicht hinweisen, wie sie von FINK (1954) auch für das Typusprofil beschrieben wird.

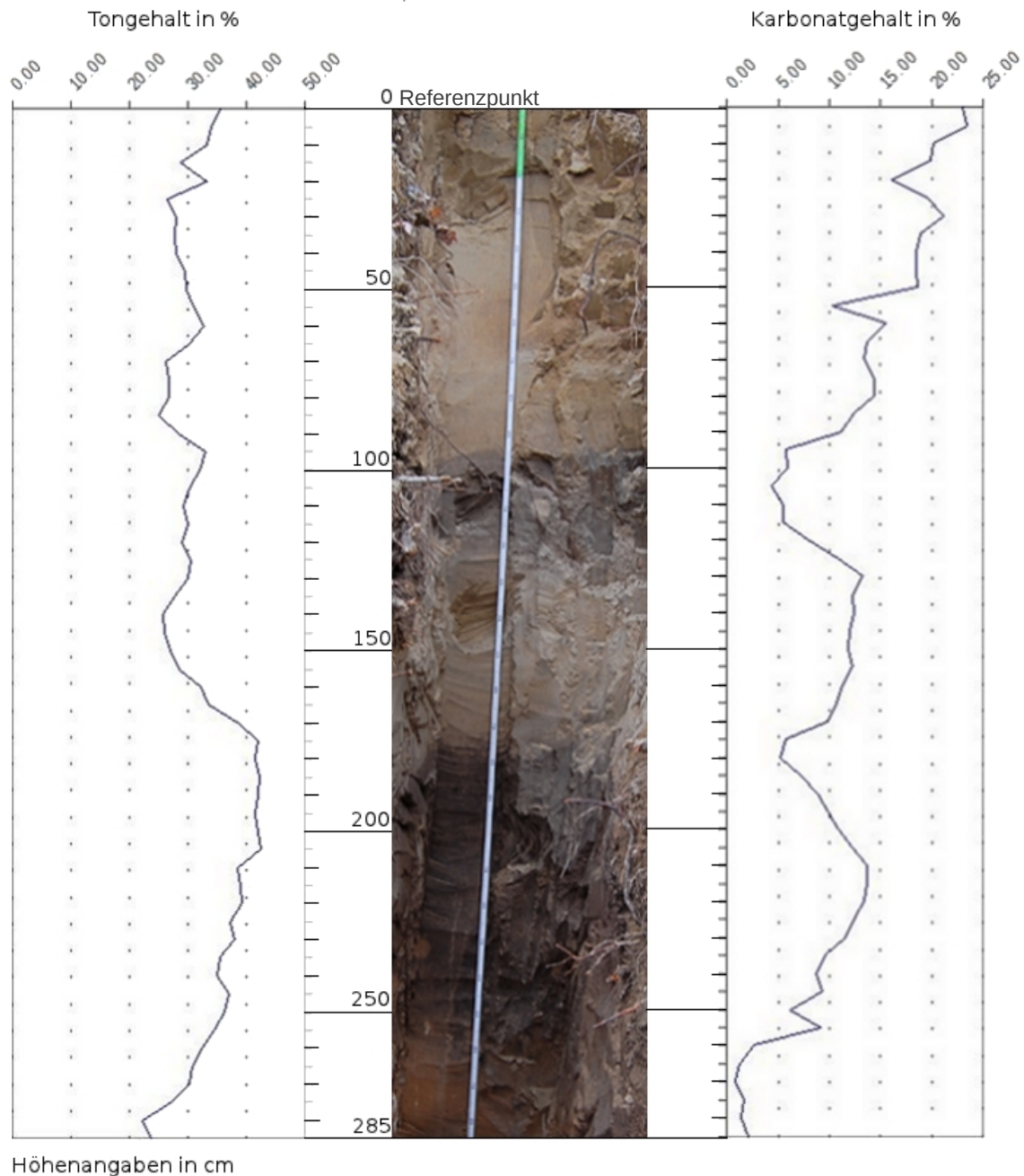


Abbildung 23: Profilpunkt 17 mit den Ergebnissen der Laboranalysen des Physiogeographischen Labors der Universität Wien (eigene Darstellung)

Interessant ist, dass der hohe Tongehalt des Humushorizonts ab rund 250 cm Tiefe, also in jenem Bereich, in dem die Verbraunung einsetzt, stark abnimmt. Dies deutet auf eine starke vertikale Tonverlagerung im B_t-Horizont hin. Ein weiteres Indiz dafür fand sich bei der Anlegung des Profils, welche aufgrund des völlig verhärteten Untergrundes in diesem Bereich enorm erschwert wurde. Der obere

Humushorizont, laut Feldaufnahme zwischen 95 und 123 cm gelegen (vgl. Abbildung 20), ist im Vergleich zum unteren Humusbereich stärker entkalkt, weist aber einen niedrigeren Tongehalt auf. Die ebenfalls im Feld erkannte schwache Bodenbildung in 50 bis 60 cm Tiefe wird durch die Laboranalysen bestätigt. Dass diese zwar entkalkt, aber farblich nur schwer vom Löss zu unterscheiden ist, könnte auf eine Stillfried B-Bodenbildung hindeuten. Wenn überhaupt, kann es sich hierbei allerdings nur um einen kleinen Teil des an der Typuslokalität deutlich mächtigeren Pedokomplexes handeln. Eine Schneckschicht oder Holzkohle waren an Profilpunkt 17 nicht auffindbar. Für eine eindeutige Zuordnung dieser Bodenbildung sind daher weitere Untersuchungen notwendig.

6.2 Aufnahme neuer Standorte

Insgesamt wurden drei Standorte neu aufgenommen, davon jener der Rammkernsondierung detailliert. Der bereits erwähnte neue Profilpunkt im Keller nahe Profilpunkt 28 konnte nur eingemessen werden; ein dritter Standort nordöstlich von Grub, der sich außerhalb des Kartierungsbereiches von RÖGL & SUMMESBERGER (1978) befindet, wurde zusätzlich auch beprobt (vgl. Abbildung 22). Die BMN-Koordinaten der neu aufgenommenen Standorte finden sich in Tabelle 6.

Tabelle 6: Ergebnisse der Einmessung der neu aufgenommenen Profilpunkte mittels Tachymeter (alle Angaben in m)

Profil		Rechtswert	Hochwert	Seehöhe
Rammkernsondierung	Referenzpunkt (vgl. Abbildung 24)	787.807,181	363.214,856	173,273
nahe Punkt 28	Oberkante Stillfried A	787.451,440	363.950,447	182,483
nordöstlich von Grub	Oberkante Bunte Serie	787.981,524	365.010,345	156,111

Das bei der Rammkernsondierung angestrebte Ziel, Stillfried A und B in einem Profil übereinander zu finden, konnte nicht erreicht werden. Insgesamt wurde bis in eine Tiefe von fast sieben Metern gebohrt; rund 640 cm unter der Geländeoberfläche wurde der tertiäre Untergrund erreicht. Die Ergebnisse der Laboranalysen sind in Abbildung 24 zu sehen. Da der oberste Bereich in den Linern als Versturz gewertet wurde, wurden jeweils die Werte der darüber- bzw. darunterliegenden Probe interpoliert, um in der grafischen Darstellung die Gesamttiefe der Rammkernsondierung abdecken zu können.

Schon optisch konnte nach dem Aufschneiden der Liner im Bereich um 220 cm unter der Geländeoberfläche eine leichte Verfärbung festgestellt werden, welche als Oberkante von Stillfried B interpretiert wurde. Diese Abgrenzung wird durch die Laboranalysen von Karbonat- und Tongehalt bestätigt. Auffällige Schnecken-vorkommen über der Bodenbildung fehlen, dafür sind zwischen Ober- und Unter-

kante von Stillfried B mehrere Holzkohlenester zu finden. Das erste Holzkohlestück kam in einer Tiefe von 240 cm zum Vorschein, größere Ansammlungen folgten zwischen 290 und 300 sowie 340 und 345 cm unter der Geländeoberfläche. Ein letztes Holzkohlestück wurde bei 370 cm gefunden.

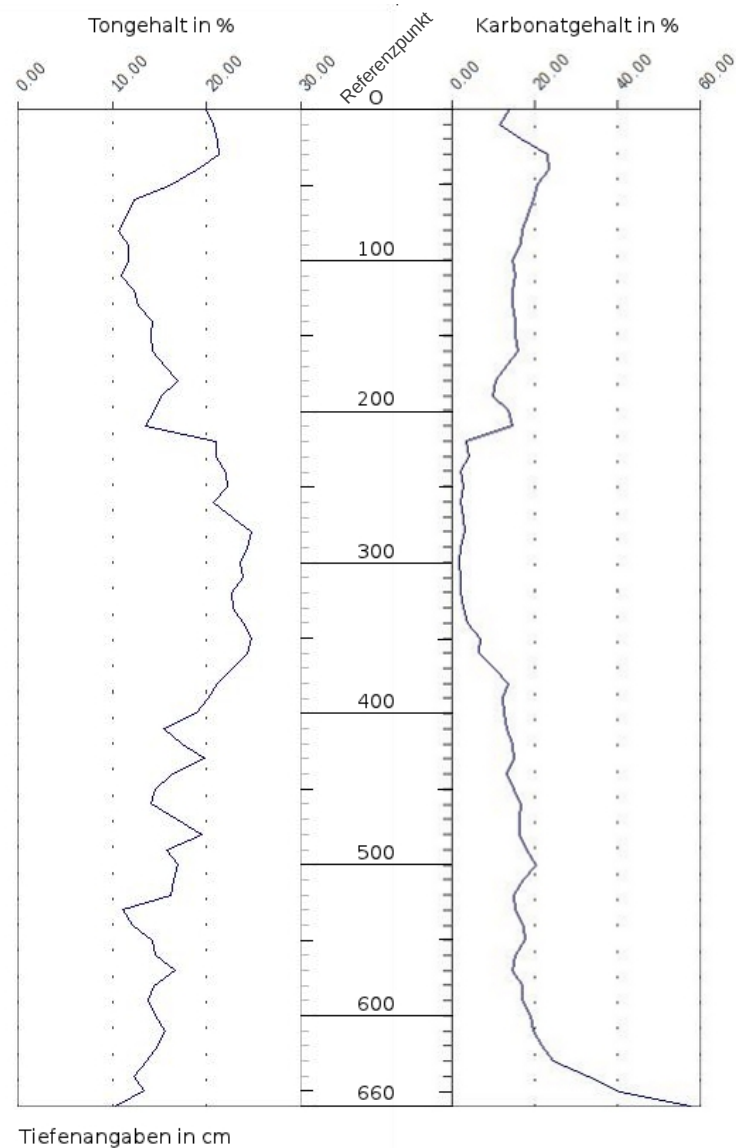


Abbildung 24: Analyseergebnisse der Proben aus der Rammkernsondierung (eigene Darstellung)

In 400 cm Tiefe wurde optisch die Unterkante von Stillfried B angesetzt. Während der Tongehalt in diesem Bereich noch einigermaßen hoch ist und somit auf eine schwache Bodenbildung hindeutet, beginnt der Karbonatgehalt schon bei rund 360 cm unter dem Referenzpunkt deutlich zu steigen. Diese Karbonatanreiche-

rung stimmt mit den Ergebnissen der an der Typuslokalität durchgeführten Analysen überein.

Generell muss festgehalten werden, dass der Tongehalt im gesamten analysierten Bereich nie über 25 % ansteigt. Außer in der Bodenbildung von Stillfried B erreicht der Tongehalt nur noch im rezent beeinflussten obersten Abschnitt 20 %. In diesem Profilbereich ist auch bis ca. 20 cm Tiefe eine leichte Kalkauswaschung, darunter bis in einen Bereich um 50 cm eine Kalkanreicherung feststellbar. Auffällig stark steigt der Kalkgehalt aber erst ab einer Tiefe von 640 cm, wenn der tertiäre Untergrund erreicht wird.

Das Ergebnis der Rammkernsondierung ist also, was die eigentliche Intention dahinter betrifft, nicht zufriedenstellend. Jedoch konnte, wenn auch ohne Schneckschicht, der Pedokomplex von Stillfried B in einer ähnlichen Mächtigkeit wie an der Typuslokalität sowohl optisch als auch mit den im Labor zur Verfügung stehenden Mitteln nachgewiesen werden.

Nur kurz erwähnt werden soll der neu aufgenommenen Profilpunkt, der in einem anderen Teil jenes Kellers gefunden wurde, für den RÖGL & SUMMESBERGER (1978) eine hellbraune Bodenbildung beschrieben haben (Punkt 28). Hier wurde die Oberkante eines Humushorizonts eingemessen, Proben konnten nicht entnommen werden. Unter dem eingemessenen Horizont folgen zwei weitere Humusbereiche, wobei alle durch Lösszwischenlagen voneinander getrennt sind, wie dies auch an der Typuslokalität von Stillfried A der Fall ist. Insgesamt ist der Bereich der Humuszonen mindest 160 cm mächtig. Die unterste Humusschicht wird allerdings vom Kellerboden abgeschnitten, sodass keine exakten Aussagen über die Mächtigkeit getroffen werden können. Auch das Vorhandensein oder Fehlen eines B_t-Horizonts konnte daher nicht festgestellt werden.

Der dritte neu aufgenommene Punkt befindet sich nördlich eines Feldes in Grub am Marchabbruch. Dieser wurde bei einer Geländebegehung während der Suche nach Profilpunkt 8 (Stillfried A über Tertiär, vgl. Tabelle 7 im Anhang) entdeckt. Eine Bodenbildung war zwar nicht zu erkennen, dafür aber ein sich aufgrund der Farbe deutlich vom Löss abhebender Bereich mit erhöhtem Grobmaterialanteil an der Basis, der im Feld als Tertiär eingestuft wurde. Aus diesem Bereich wurde eine Probe entnommen sowie dessen Oberkante bestimmt; der darüberliegende Löss wurde ebenfalls beprobt.

Die Ergebnisse der im Labor vorgenommenen Korngrößenanalysen und Karbonatbestimmungen sind durchaus interessant: Die als Löss bzw. Tertiär eingestuft und optisch deutlich unterscheidbaren Schichten weichen weder in der Korngrößenverteilung des Feinbodens noch in ihrem Karbonatgehalt wesentlich voneinander ab. Beide Proben weisen mit 35-40 % einen relativ hohen Tonanteil auf, der Sandanteil ist hingegen in beiden vernachlässigbar gering. Am auffällig-

ten ist aber sicher, dass der Karbonatgehalt der als Tertiär bezeichneten Probe sich nicht analog zu jenem des tertiären Untergrunds aus der Rammkernsondierung verhält. In Kombination mit dem hohen Grobmaterialanteil wird daraus geschlossen, dass es sich möglicherweise um einen Bereich mit Marchanschwemmungen handelt. FINK (1954) beschreibt solche Ablagerungen für diese Gegend, allerdings berichtet er von kreuzgeschichteten Sanden. Auch dies entspricht nicht exakt der beobachteten Situation. Da aus diesem Grund eine präzise Zuordnung nicht möglich war, wurde unter Vorbehalt entschieden, den Punkt als Tertiäroberkante in die Arbeit mit aufzunehmen.

6.3 GIS-Analytik

Um die Schnittbereiche der Bunten Serie sowie der Bodenbildungen von Stillfried A und B mit der heutigen Geländeoberfläche zu erhalten, wurde aus den eingemessenen Profilpunkten pro Formation je ein Höhenmodell generiert. Bei der Bunten Serie stellt dieses die Oberkante dar, während für die beiden Paläobodenbildungen versucht wurde eine mittlere Höhe zu bestimmen. Dies war natürlich nur an jenen Standorten möglich, an denen sowohl die Ober- als auch die Unterkante von Stillfried A bzw. B aufgenommen werden konnten.

Für Stillfried A war dies an keinem der untersuchten Profile möglich, daher musste im Allgemeinen auf die Oberkante zurückgegriffen werden. Nur an Profilpunkt 11 konnte auch diese nicht eingemessen werden, weshalb hier die Höhen Daten der Grenze zwischen Humus- und B_t-Horizont herangezogen wurden. Auch bei den Stillfried B-Punkten konnten nur am Typusprofil sowie in den Analysen der Rammkernsondierung sowohl Ober- als auch Unterkante des Pedokomplexes bestimmt werden.

An Profilpunkt 17 waren zwar ebenfalls eine Ober- und Unter-kante einmessbar, allerdings handelt es sich bei der dort vorhandenen Bodenbildung wie bereits erwähnt sicher nicht um den gesamten Pedokomplex (vgl. Abschnitt 6.1). Während bei Punkt 6 die Oberkante von Stillfried B selbst eingemessen werden konnte, musste an den Profilpunkten 24 und 34 die Unterkante der Schneckschicht als Oberkante von Stillfried B verwendet werden, da an diesen Stellen keine Bodenbildung gefunden wurde. Dabei wurde angenommen, dass die Schneckschicht auch in diesen Profilen den Stillfried B-Pedokomplex analog zur Situation an der Typuslokalität direkt überlagert (vgl. Abbildung 17 sowie Tabelle 5 & Tabelle 6).

Abbildung 25 zeigt, wie sich die Punkte der drei untersuchten Formationen über das Untersuchungsgebiet verteilen. Für die Erstellung des Höhenmodells von Stillfried A konnten durch die oben beschriebene Vorgehensweise sechs Profilpunkte verwendet werden. Deren Lage beschränkt sich im Moment hauptsächlich

auf einen zentralen bis südlichen Bereich um das Wallplateau³⁵ von Stillfried; dadurch kann in der Modellierung nur ein relativ kleiner Teil der Gesamtfläche abgedeckt werden.

Die Punkte mit Bodenbildungen von Stillfried B sind im Vergleich dazu besser über die Fläche verteilt. Auch hier sind sechs Punkte vorhanden; diese decken jedoch das gesamte Wallplateau ab und reichen im Süden bis zur Ziegelei. Die schlechteste Flächenabdeckung weisen sicher die Tertiärstandorte auf. Von den sieben aufgenommenen Profilpunkten mit Bunter Serie sammeln sich nämlich sechs in einem äußerst eingeschränkten Bereich um die Ziegelei Stillfried. Außerhalb dieser befindet sich nur das nicht eindeutig dem Tertiär zuordenbare, neu aufgenommene Profil nordöstlich von Grub (vgl. Abschnitt 6.2).

Wie bereits in der Methodenbeschreibung in Abschnitt 5.4 erörtert, werden vom erstellten Modell in ArcMap Schnittbereiche in drei unterschiedlichen Präzisionsstufen ausgegeben. Die Ergebnisse der 3D-Modellierung sind in Abbildung 26 bis Abbildung 28 dargestellt. Was die Flächenabdeckung angeht, bringen sicher die Profilpunkte von Stillfried B das beste Modellierungsergebnis.

Betrachtet man allerdings die Schnittbereiche genauer, so fällt auf vor allem in Abbildung 26 und Abbildung 27 auf, dass jene von Stillfried B vergleichsweise ungenau abgegrenzt sind. Das für Stillfried B erstellte Höhenmodell scheint sich mit der Geländeoberfläche vor allem in Bereichen mit eher geringen Hangneigungen zu schneiden. In solchen Fällen wirkt sich eine hohe Schwankungsbreite der Schnittlinie natürlich am stärksten aus. Die Modellierungsbereiche von Stillfried A und der Bunten Serie sind dagegen räumlich viel stärker eingeschränkt, sie schneiden sich mit dem aktuellen Relief aber anscheinend meist in steileren Sektoren und sind daher klarer abgegrenzt.

35 Als Wallplateau bezeichnet BOEHMKE (1917) den „Abschluß des Bisamberg-Wolkersdorf-Matzener Höhenzuges gegen die March zu“ (S. 35). Im westlichsten Bereich der Erhebung befindet sich die Kirche von Stillfried; im Süden, Osten und Norden wird es durch natürliche Einschnitte begrenzt. Südlich und östlich des Plateaus erstreckt sich Stillfried, nördlich davon befindet sich Grub (vgl. BOEHMKE 1917)

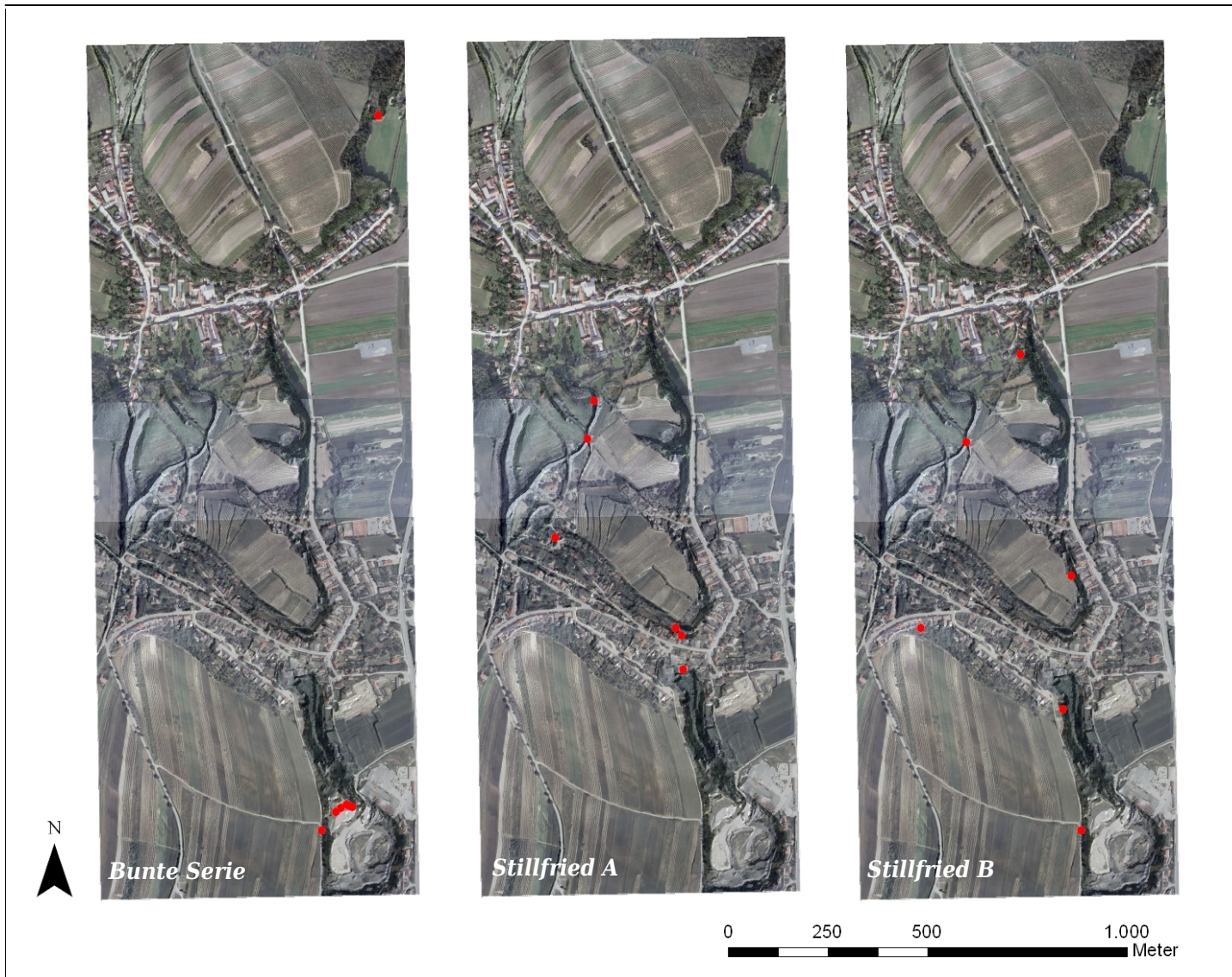


Abbildung 25: Verteilung der Punkte der untersuchten Formationen über das Untersuchungsgebiet (eigene Darstellung, Datengrundlage: BEV, Land Niederösterreich)



Abbildung 26: Ergebnis der 3D-Modellierung mit einer Ungenauigkeit der Schnittlinien von ± 50 cm - gelb: Bunte Serie, rot: Stillfried A, grün: Stillfried B (eigene Darstellung, Datengrundlage: BEV, Land Niederösterreich)



Abbildung 27: Ergebnis der 3D-Modellierung mit einer Ungenauigkeit der Schnittlinien von ± 25 cm - gelb: Bunte Serie, rot: Stillfried A, grün: Stillfried B (eigene Darstellung, Datengrundlage: BEV, Land Niederösterreich)



Abbildung 28: Ergebnis der 3D-Modellierung mit einer Ungenauigkeit der Schnittlinien von ± 10 cm – gelb: Bunte Serie, rot: Stillfried A, grün: Stillfried B (eigene Darstellung, Datengrundlage: BEV, Land Niederösterreich)

7 Diskussion

7.1 Profiluntersuchungen & -aufnahmen

Von den 29 als relevant eingestuften Standorten aus der geologischen Kartierung von RÖGL & SUMMESBERGER (1978) konnten nur zehn Profile untersucht werden. Probleme gab es beim Versuch, die alten Profilpunkte wiederzufinden, in offenem Gelände vor allem dadurch, dass sich die Geländesituation hinsichtlich Vegetation und Bebauung seit den 1970er Jahren stark verändert hat.

Besonders offensichtlich war das Problem der stärkeren Vegetationsbedeckung in der Ziegelei Stillfried. Hier konnte nicht einmal annähernd ein Profil gefunden werden, das jenem von RÖGL & SUMMESBERGER (1978) beschriebenen entspricht. Im Moment wird die ehemalige Ziegelei von der Marktgemeinde Angern als Bodenaushubdeponie genutzt; ein offener Aufschluss besteht nur noch für die tertiären Ablagerungen (siehe Abbildung 29). Die alten Abbauwände, in denen sich die Bodenbildungen von Stillfried A und B befinden müssten, sind hingegen mittlerweile komplett durch Bewuchs überdeckt. Betroffen sind vom Problem der veränderten Geländesituation daneben auch die Profilpunkte 2, 7, 8, 9, 32, 33 und 35.

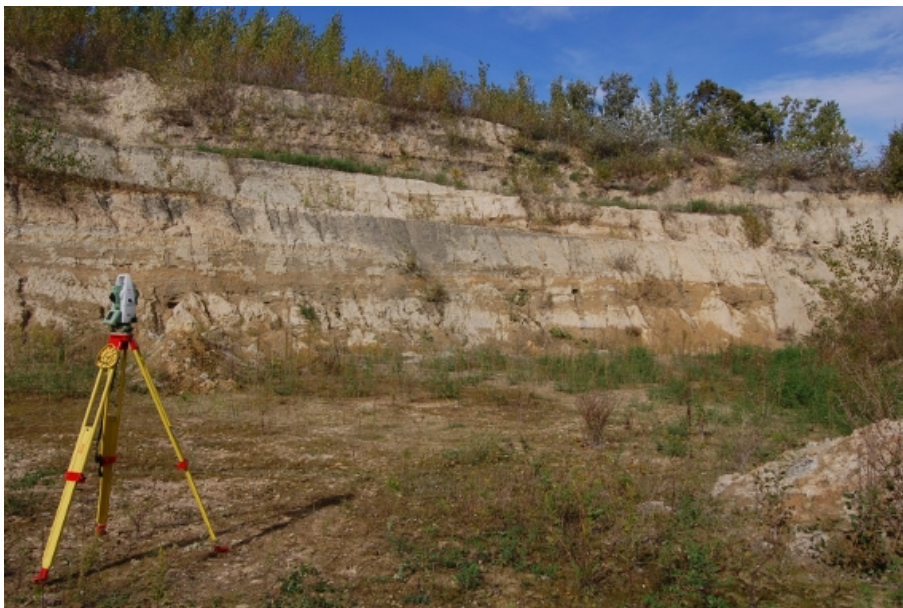


Abbildung 29: Gegenwärtige Situation in der ehemaligen Ziegelei in Stillfried mit mächtigem Tertiäraufschluss (eigene Aufnahme, 2010)

Profilpunkte, die sich auf privaten Grundstücken befinden, sind in der geologischen Kartierung entweder durch die Hausnummer oder den Namen der Besitzer vermerkt. Vor allem in letzteren Fällen ist es fast unmöglich, die genaue Lage der Profilpunkte zu lokalisieren, weil sich die Grundstücksbesitzer seit den 1970er Jahren häufig geändert haben. In solchen Fällen brachte deshalb auch eine Re-

cherche im Grundbuch der Marktgemeinde Angern keine Ergebnisse. Diese war nur dort erfolgreich, wo das Grundstück durch eine unveränderte Hausnummer identifiziert werden konnte. Einige wenige Standorte konnten zudem von ortskundigen Personen aufgrund der Lagebeschreibung zugeordnet werden. Profilpunkt 30 wurde beispielsweise auf diese Weise identifiziert. Da bei einer Begehung des Standortes die von RÖGL & SUMMESBERGER (1978) beschriebene Schneckenschicht allerdings nicht gefunden werden konnte, bleibt unklar, ob es sich dabei tatsächlich um die richtige Lokalität gehandelt hat. In einigen weiteren Fällen konnten die Profilpunkte zwar verortet werden, aufgrund von während der letzten 30 Jahre abgelaufenen Veränderungen (Neubauten, verstürzte Keller, etc.) war eine Untersuchung aber trotzdem nicht möglich. Bei Punkt 28 konnte der Keller zwar begangen, die in der geologischen Kartierung beschriebene hellbraune Bodenbildung aber (möglicherweise aufgrund der schlechten Lichtverhältnisse) nicht gefunden werden. Stattdessen wurde aber in einem zweiten Kellerteil ein neues Profil entdeckt, dessen Bodenbildungen Stillfried A zugeordnet wurden (vgl. Abschnitt 6.2).

Teile des Stillfrieder Komplexes konnten zudem an den Profilpunkten 11 und 12 am Gegenhang der Typuslokalität sowie in zwei Profilen in einem Hohlweg nordöstlich der Kirche von Stillfried (Punkt 17 & Punkt 18) gefunden werden. Detailliert untersucht wurde von diesen nur Profilpunkt 17, wo zwei Humuszonen sowie der obere Bereich des B_t-Horizonts von Stillfried A auch durch Laboranalysen nachgewiesen werden konnten. Im überlagernden Löss wurde zudem eine weitere schwache Bodenbildung gefunden, bei der es sich um einen Teil des Stillfried B-Pedokomplexes handeln könnte. Da diese schwache Bodenbildung allerdings deutlich geringmächtiger als an der Typuslokalität ausfällt, und zudem an dieser Stelle weder die Schneckenschicht noch Holzkohle als Indikatoren für Stillfried B vorhanden sind, bleibt diese Zuordnung unsicher.

An Profilpunkt 6 konnte ebenfalls nur ein Teil des Pedokomplexes von Stillfried B entdeckt werden. Bei der Standortbegehung konnte optisch eine schwache Bodenbildung vom überlagernden Löss unterschieden werden. Diese Grenze wurde als Oberkante von Stillfried B für die Kartierung eingemessen. Da der untere Teil des Profils durch eine Mauer verdeckt war, konnte aber nicht festgestellt werden, ob sich an dieser Stelle tatsächlich der volle Pedokomplex vorhanden ist. Aufgrund der Tatsache, dass der Keller, in dem sich dieses Profil befindet, aktuell zur Weinlagerung genutzt wird, war eine genauere Untersuchung nicht möglich. Eine Holzkohlelage war jedoch auch so deutlich erkennbar; die von RÖGL & SUMMESBERGER (1978) für diesen Profilpunkt beschriebene Schneckenschicht konnte aber nicht ausgemacht werden. Letztere diente aber in zwei Fällen, in denen keine Bodenbildung an sich erkennbar war, als Indikator für Stillfried B (Punkt 24 & Punkt 34). Da FRECHEN ET AL. (2003) den gesamten Löss über dem Stillfried B-Pedokomplex als umgelagerten Löss bezeichnen, ist dies sicher keine optimale Lösung. Sollte es beim Löss der Schneckenschicht nämlich tatsächlich

zu Umlagerungen gekommen sein, könnte diese bei Profilen in anderen topographischen Situationen in divergierenden Positionen vorkommen.

Außer an der Typuslokalität konnte der gesamte Stillfried B-Pedokomplex also nur noch im neu aufgenommenen Punkt westlich der Ziegelei, wo die Rammkernsondierung durchgeführt wurde, nachgewiesen werden. Hier tritt dieser in einer ähnlichen Mächtigkeit wie an der Typuslokalität auf, und auch Holzkohle ist an mehreren Stellen im Profil vorhanden. Die Schneckschicht konnte hingegen bei den Untersuchungen im Labor nicht identifiziert werden.

Von den in der geologischen Kartierung von RÖGL & SUMMESBERGER (1978) vermerkten Profilpunkten mit Bunter Serie wurde nur jener in der Ziegelei Stillfried (Punkt 1) wiedergefunden. Hier wurde an fünf Stellen die Tertiäroberkante eingemessen. Die Exaktheit dieser Einmessungen muss jedoch infrage gestellt werden, da das Identifizieren der Oberkante von der Vegetationsbedeckung erschwert wurde (vgl. Abbildung 29). Während die Existenz der Bunten Serie an diesem Standort als gesichert angesehen werden kann, bleibt diese beim neu aufgenommenen Profil nordöstlich von Grub hingegen fraglich (vgl. Abschnitt 6.2). Solange die Entstehung dieser Ablagerung nichts zweifelsfrei geklärt ist, wird er aber in die Modellierung aufgenommen, um für den tertiären Untergrund überhaupt eine Flächenabdeckung zu erreichen.

7.2 GIS-Analysen

Ursprünglich war eine relativ detaillierte 3D-Modellierung mit fünf Verschneidungsflächen geplant:

- Oberkante Bunte Serie
- Unterkante Stillfrieder Komplex
- Oberkante Stillfrieder Komplex
- Unterkante Pedokomplex Stillfried B
- Oberkante Pedokomplex Stillfried B

Die in Abbildung 25 gezeigte Verteilung der eingemessenen Punkte über das Untersuchungsgebiet zeigt jedoch schon, dass aufgrund der geringen Punktdichte letztlich ein vereinfachter Ansatz gewählt werden musste. Von der ursprünglichen Idee blieb die Tertiärobergrenze bestehen, die geplanten Höhenmodelle für Ober- und Unterkante der beiden Paläoboden-Komplexe wurden zu jeweils einer Verschneidungsfläche pro Bodenbildung zusammengelegt. Auch mit nur drei Höhenmodellen ist es dadurch, dass nur so wenige Profilpunkte gefunden werden konnten, eigentlich nicht möglich präzise Modellierungsergebnisse zu erhalten. Hätte man die Punkte noch stärker unterteilt, wären beispielsweise für die Unterkante von Stillfried A überhaupt keine Punkte vorhanden gewesen, da diese in

keinem der untersuchten Profile eingemessen werden konnte. Im Endeffekt führt diese Tatsache aber auch zu Problemen beim zweiten Modellierungsansatz.

Eigentlich war für diesen nämlich geplant gewesen, jeweils eine mittlere Höhe der Bodenbildung zu berechnen. Ist jedoch die Unterkante der Bodenbildung nicht bekannt, kann auch diese nicht bestimmt werden. Daher musste bei allen Profilpunkten von Stillfried A außer einem auf die Höhendaten der Oberkante zurückgegriffen werden. Da an Punkt 11 auch die Oberkante des Stillfrieder Komplexes nicht sichtbar war, wurde hier nur die Höhe der Grenze zwischen dem unteren Humus- und dem B_t-Horizont eingemessen. Aber auch an den Stillfried B-Punkten konnte dessen Ober- und Unterkante nur an der Typuslokalität und im Profil der Rammkernsondierung bestimmt werden. Bei der schwachen Bodenbildung des Profilpunktes 17 ist, wie bereits erwähnt, nicht gesichert, ob es sich überhaupt um Stillfried B handelt. Es wurde jedoch entschieden, den Punkt vorerst in die Kartierung aufzunehmen, und gegebenenfalls später wieder zu entfernen. An den beiden Profilpunkten, an denen nur die Schneckenschicht gefunden wurde, wurde deren Unterkante als Oberkante von Stillfried B verwendet (vgl. Abschnitte 6.3 & 7.1).

Das mithilfe des *ArcGIS Modelbuilders* erstellte Modell gibt Schnittbereiche in drei unterschiedlichen Präzisionsstufen aus. Aufgrund der geringen Anzahl an Punkten, die für diese Modellierung zu Verfügung standen, sowie der in diesem Abschnitt beschriebenen Unsicherheiten, sollte im Moment wohl der Schnittbereich mit der höchsten Ungenauigkeit (± 50 cm) gewählt werden. Auch wenn das Ergebnis bei einem Schnittbereich von ± 10 cm exakter aussehen würde, bringt es letztendlich nichts, eine Präzision vorzutäuschen, die gegenwärtig einfach nicht gegeben ist.

Interessant sind die Modellierungsergebnisse vor allem an jenen Stellen um das südliche Wallplateau, an denen sich die modellierte Geländeoberfläche von Stillfried A in einer höheren Position als jene von Stillfried B befindet. Da am südexponierten Hang gegenüber den beiden Typuslokalitäten nur Profilpunkte von Stillfried A, jedoch keine von Stillfried B eingemessen werden konnten, ist klar, dass dieser Fehler durch die Modellierung der Geländeoberfläche der jüngeren Bodenbildung entstanden sein muss. Begründet ist dieser wahrscheinlich darin, dass die Stillfried B-Punkte, die für das Modellieren dieses Bereiches verantwortlich sind, fast auf einer Ebene liegen. Nur der westlich gelegene Punkt 17 und der östlich lokalisierte Punkt 6 zeigen höhere bzw. niedrigere Höhenwerte. Die Punkte von Stillfried A, die für die Modellierung desselben Abschnittes herangezogen werden, weisen hingegen deutlich stärkere Höhenschwankungen auf, was dazu führt, dass die Verschneidungsfläche von Stillfried B sich im erwähnten Bereich unter jene des Stillfrieder Komplexes schiebt. Um diesen Umstand zu beheben, sollten verstärkt Bemühungen unternommen werden, den Stillfried B-Pedokomplex auch

am Wallplateau zu finden, um mehr Höhendaten aus erhöhten Lagen in das Punktenetz von Stillfried B einspeisen zu können.

7.3 Beantwortung der Fragestellung & Forschungsthemen

Das Wiederfinden der alten Profile gestaltete sich im Allgemeinen schwierig. Bei den Geländebegehungen ergaben sich Probleme aus der im Vergleich zu früher stärkeren Vegetationsbedeckung und Bebauung. Bei Profilpunkten auf Privatgrundstücken gelang es nur in einigen wenigen Fällen, die Eigentümer ausfindig zu machen.

Alle wiedergefundenen und neu aufgenommenen Profilpunkte konnten mittels tachymetrischer Einmessung im Bundesmeldenetz verortet werden. Nur jene Profile, die sich in offenem Gelände befinden, wurden auch skizziert und beprobt, um den Zeitaufwand für die Grundstückseigentümer möglichst gering zu halten.

Die Laboranalysen von Korngröße und Karbonatgehalt lieferten generell die gewünschte Unterstützung bei der Grenzziehung zwischen den einzelnen Formationen; vor allem bei den beiden Profilen (Punkt 17 und Rammkernsondierung), die durchgehend beprobt wurden. Die Zuordnung des neu aufgenommenen Tertiärpunktes nordöstlich von Grub bleibt allerdings weiterhin fragwürdig.

Die GIS-Analysen wurden dadurch erschwert, dass nur so wenige Profilpunkte gefunden werden konnten. Die Ergebnisse der Modellierung sind daher im Moment noch viel zu unsicher, um eng abgegrenzte Bereiche auszugeben, in denen die drei gesuchten Formationen in einem Profil vorkommen könnten. Im Zuge dieser Arbeit wurde aber eine Grundlage geschaffen, auf die weitere Untersuchungen in diesem Gebiet aufbauen können.

Die Frage, ob man moderne Forschungsansätze auf ältere Literaturangaben basieren kann, muss nach Durchführung dieser Arbeit als äußerst schwierig eingestuft werden. Voraussetzung für eine Weiterverwendung bereits erhobener Daten wäre schließlich die Lokalisierung der alten Paläobodenprofile. Diese ist allerdings aufgrund der häufig ungenauen Ortsangaben in den meisten Fällen so gut wie unmöglich.

8 Zusammenfassung & Ausblick

Paläoböden, vor allem in Lösssequenzen, werden schon seit Langem als Paläoarchive verwendet. Es soll hier zwar nicht bestritten werden, dass ein Anwendungspotential in diese Richtung in der Theorie besteht, die praktische Umsetzung muss aber wohl sehr kritisch gesehen werden, da bei der Interpretation von Paläoböden nach wie vor teils große Unsicherheiten bestehen.

Der Ansatz von DAHMS & HOLLIDAY (1998), wonach die stratigraphische Einordnung eines Bodens immer das Ergebnis einer Interpretation, nie jedoch deren Ausgangspunkt darstellen sollte, ist prinzipiell sicher ein gutes Qualitätssicherungskriterium. Im Rahmen dieser Arbeit, in der aufgrund der Fragestellung nicht jeder Profilpunkt detailliert analysiert wurde, musste aber auf Vorannahmen zurückgegriffen werden, um zu einem Ergebnis zu gelangen. Da die Profile im Untersuchungsgebiet sich in einem vergleichsweise kleinen Raum sammeln, sind Rückschlüsse auf die stratigraphische Position der untersuchten Formationen hier vielleicht eher zulässig als bei weit voneinander entfernten Standorten. Trotzdem bleibt die Frage nach der Legitimität solcher Prämissen bestehen, vor allem, wenn man die hohe, oft auch kleinräumige Variabilität rezenter Böden bedenkt.

Gerade im Wiener Becken können zudem aufgrund der geologischen Verhältnisse Probleme entstehen, da einzelne Regionen tektonisch stark verstellt sind. Für das Untersuchungsgebiet selbst kann aufgrund dessen geringer Flächenausdehnung davon aufgegangen werden, dass tektonische Veränderungen, wenn überhaupt, nur eine untergeordnete Rolle spielen; sehr wohl aber wird durch solche Prozesse die Korrelierung von Profilen über größere Distanzen erschwert, was daher sicher die angestrebte Entwicklung eines Paläobodenkatasters für Niederösterreich verkompliziert.

Das Hauptproblem für den praktischen Teil dieser Arbeit war auf jeden Fall, dass nur so wenige Profilpunkte gefunden werden konnten. Betrachtet man die Anzahl der Punkte (38), die RIEGLER (2007) für eine äußerst kleinräumige Hangrekonstruktion in Grub verwendete, so wird aber auch klar, dass selbst wenn alle 29 relevanten Standorte aus der geologischen Kartierung von RÖGL & SUMMESBERGER (1978) wieder gefunden worden wären, eine sinnvolle Modellierung für die vergleichsweise große Fläche dieser Untersuchung noch nicht möglich gewesen wäre. Dass die Modellierungsergebnisse im Moment noch viel zu ungenau sind, zeigt sich vor allem an der Tatsache, dass im Ortsgebiet von Stillfried, am Hang gegenüber den Typuslokalitäten, Bereiche ausgegeben werden, in denen die älteren Bodenbildungen von Stillfried A über jenen von Stillfried B liegen soll. In diesem Sektor wären weitere Profilaufnahmen und -einmessungen daher besonders wichtig. Insgesamt mussten in dieser Arbeit für die Durchführbarkeit der 3D-Modellierung wohl zu viele Kompromisse eingegangen werden, um hier von zufriedenstellenden Ergebnissen sprechen zu können.

Die Modellierung ist also sicher mit Vorbehalt zu sehen. Letztendlich ist es deshalb wahrscheinlich am besten, die Arbeit als Grundlage für weitere Untersuchungen im Raum Stillfried zu betrachten. In einem ersten Schritt könnten nun weitere Punktdaten wie zum Beispiel jene von RIEGLER (2007), die für den Raum bereits vorhanden sind, zur Datengrundlage hinzugefügt werden. In dieser Arbeit wurde darauf verzichtet, weil hier in erster Linie die Frage, inwiefern sich mit älteren Literaturangaben heute noch arbeiten lässt, beantwortet werden sollte.

Dies muss ganz klar als äußerst schwierig eingestuft werden. Besonders wenn man die Durchführung dieser Arbeit aus dem Blickwinkel betrachtet, dass das Untersuchungsgebiet auch Versuchsfläche für die zukünftige Erstellung eines Paläobodenkatasters für Niederösterreich gewesen ist, muss das Resultat kritisch gesehen werden. Für einen Paläobodenkataster bedeutet das nämlich, dass der Aufbau eines neuen Punkt- und Datennetzes wohl unerlässlich sein wird. Zu ungenau sind selbst die Standorte in der vergleichsweise detaillierten geologischen Kartierung von RÖGL & SUMMESBERGER (1978) verortet. In der Auflistung der bekannten Profilpunkte von BRANDTNER (1954) sind diese gar nur durch Ortsnamen lokalisiert, was ein Auffinden noch deutlich erschweren muss.

Problematisch ist zusätzlich sicher auch, dass die Analyseergebnisse und stratigraphischen Einordnungen aus diesen alten Arbeiten nicht einfach übernommen werden können. Früher standen vor allem im Datierungsbereich bei Weitem noch nicht jene Mittel zur Verfügung, die heute auch für sehr alte Bodenbildungen relativ verlässliche Altersbestimmungen zulassen. Selbst wenn man die Profile aus den alten Literaturangaben einfach verorten könnte, wären detaillierte Neuaufnahmen deshalb wohl unerlässlich. Die Frage ist hier sicher, ob es möglich sein wird, genügend Personal- und Finanzressourcen aufzustellen, um eine derartige Neubearbeitung zu ermöglichen.

Letztendlich besteht trotz allem die Hoffnung, dass im Zuge dieser Diplomarbeit eine Arbeitsgrundlage geschaffen wurde, auf die zukünftige Untersuchungen im Raum Stillfried aufbauen können. Bei der weiteren Verwendung der Resultate sollte man sich aber auf jeden Fall der Schwierigkeiten, die bei deren Zustandekommen bestanden haben, bewusst sein und gerade die Modellierungsergebnisse daher aus einem kritischen Blickwinkel betrachten.

9 Anhang

Tabelle 7: Informationen über Standorte der geologischen Kartierung in Abbildung 18, S. 47 (zusammengestellt aus RÖGL & SUMMESBERGER 1978, S. 82ff.)

Punkt-Nr.	Typ			Beschreibung
	Bunte Serie	Stillfried A	Stillfried B	
1	x	x	x	Über einer Schichtfolge aus Tonen und Sanden der Bunten Serie von 26,5 m Mächtigkeit folgt die Bodenbildung Stillfried A mit 65 cm, dann Löss mit eingelagerter Holzkohle- und Schneckenschichte mit insgesamt 340 cm Mächtigkeit; aufgeschlossen in der nordwestlichen Abbauecke. Auf der zentralen Abbausohle liegt über tief erodierter Bunter Serie jungpleistozäner Löss mit der Schneckenschichte von Stillfried B. Entlang der alten Abbaukante zwischen den Punkten 1 und 19 lässt sich die Bodenbildung Stillfried B mit einer schwach entwickelten Holzkohleschicht und der Schneckenschichte durchverfolgen.
2	x			Hinter den Häusern südlich Stillfried Nr. 6 sind an der Basis des Steilabfalles gelbliche Sande und Schotter der Bunten Serie aufgeschlossen, die sich mit denen an der Basis des Ziegelabbaues korrelieren lassen.
3	x			Etwa 3 m unter dem Straßenniveau sind feingeschichtete Sande der Bunten Serie aufgeschlossen.
4	x	x		Über gut geschichteten Feinsanden befindet sich, heute nicht mehr aufgeschlossen, ein Tonmergelband mit Kalkkonkretionen. Hinter dem Haus liegt über 1-2 m Löss gut ausgebildeter rotbrauner und schwarzbrauner Boden von Stillfried A.
5	x	x		Die Bunte Serie mit Feinsanden, Schotterlinsen und Tonlagen wird von ca. 2 m Schwemmlöss überlagert, darüber folgen 60 cm Löss, 60 cm dunkelbrauner Boden, 20-25 cm gelber Löss, 5 cm mittelbrauner Boden, 60 cm Löss als Abfolge von Stillfried A. Diese Schichtfolge wird durch die Kulturschicht des Walles abgeschnitten. Die rotbraune Parabraunerde fehlt an dieser Stelle.
6	x	x	x	In einem Nebenkeller befinden sich über einem Relief der Bunten Serie mächtige Bodenbildungen von Stillfried A. Im hinteren Keller zeigt sich Stillfried B mit der Holzkohleschicht und 1 m darüber die Schneckenschichte. Beim Kellerbau wurden hier Mammutreste gefunden.
7	x	x		An der südlichen Grabenseite ist die Bunte Serie mit Tonmergeln und Feinsanden aufgeschlossen. Darüber findet sich auskeilend eine dunkelbraune Bodenbildung von Stillfried A mit Sand und Schotter, die talwärts in eine Schotterlage in Löss übergeht.
8	x	x		Am Marchabbruch über der Bunten Serie eine 1 m mächtige, sandige Schicht, die nach ihrer rotbraunen Farbe wahrscheinlich Stillfried A entspricht.
9	x	x		Über der Bunten Serie am Ostpfeiler eine gut entwickelte, sandige Bodenbildung von Stillfried A.
10		x		Typusprofil des Stillfrieder Komplexes, häufig abgekürzt nur Stillfried A genannt. Eine ausführliche Beschreibung des Profils erfolgte durch J. FINK (1954).
11		x		Dieses Profil wurde von J. FINK (1962, Abb. 6) aufgenommen und mit dem Typusprofil von Stillfried A korreliert.

Punkt-Nr.	Typ			Beschreibung
	Bunte Serie	Stillfried A	Stillfried B	
12		x		Die Probenpunkte 12-14 ergeben in einer Reihe entlang der Wiener Straße Aufschlüsse mit der Bodenbildung Stillfried A.
13		x		
14		x		
15		x		
16		x	x	Im Liegenden ca. 1 m Löss, darüber eine wenigstens 1 m mächtige, dunkelbraune Bodenbildung, die der geneigten Talflanke folgt und gegen Westen abfällt. Auf dieser Seite ist sie stark verschwemmt, sandig und mit groben Quarzkörnern versetzt.
17		x		Nach mündlicher Überlieferung von Herrn GRÜNAUER wurde im Hof beim Neubau der Böschungswand folgendes Profil angeschnitten: unten ca. 1,5 m dunkelbrauner Boden („Ofenlehm“), darüber eine Holzkohleschicht, dann bis zum rezenten Boden am Hang ca. 6 m Löss mit einer 2. Holzkohleschicht (5 cm) und darüber reiche Schneckenschichte.
18		x		An der Wegkreuzung unter der Grabungs-Baracke: im Liegenden dunkel-rotbrauner Boden, darüber 60 cm Löss, 40 cm dunkelbrauner Boden, darüber wieder heller Löss.
19			x	Im Hohlweg an der Ostseite des Nordfeldes ist die Bodenbildung wie bei Punkt 17 aufgeschlossen. Der liegende Boden hat eine Mächtigkeit von 110 cm und wird von mehr als 200 cm Löss unterlagert.
20				Typusprofil der Bodenbildung Stillfried B. Auch hier sei wieder auf die Beschreibung von J. FINK (1954) verwiesen.
21			x	Handbohrung I, am Typusprofil Stillfried B. Diese Bohrung setzt das Profil unterhalb der Sand- und Schotterlinsen fort. Bei 260-275 cm Tiefe fand sich in sandigem Löss eine schwache Braunverfärbung (Bodenbildung ?) und ebenso von 290-300 cm. Von 300-420 cm war sandiger Schwemmlöss mit Quarzkörnern aufgeschlossen, von 420 bis 465 cm glimmerreicher Feinsand, dann bis 510 cm sandiger Löss, zwischen 510-555 cm eine Lage hellgrauer, kalkreicher Ton, dann bis zur Endteufe bei 600 cm lössähnliche Sedimente.
22		x		Handbohrung II, auf der alten Abbauetage der Ziegelei, zwischen Typusprofilen A und B. Bis 175 cm gelber Löss, 175-200 cm bräunlich verfärbt (Bodenbildung ?), 200-275 cm fester, dunkelgelber Löss, 275-375 cm dunkelgelber Löss mit Humusschmitzen, 375-450 cm lockerer, gelber Löss, 450-475 cm toniger Löss mit Rostflecken, 475-500 cm lockerer, gelber Löss, 500-535 cm gelber Löss mit Rostflecken, 535-550 cm hellbraune Bodenbildung, 550-580 cm gelber Löss, 580-595 cm bräunlich verfärbt, 595-600 cm gelber Löss.
23			x	Handbohrung III, 4 m innerhalb des Abbruches zum Typusprofil A. Unterhalb von Löss fand sich eine braune Bodenbildung, die nur einen reduzierten Teil des Stillfrieder Komplexes zeigte. Der Hauptanteil der Bodenbildung war durch den Abbau bereits abgetragen. Die Böden streichen knapp innerhalb des Abbauendes in die Luft aus.
24			x	Siltiger Löss mit Humustupfen.
25			x	Im Keller gut entwickelte Schneckenschichte, beim Bau soll eine ca. 4 cm starke Holzkohlelage angetroffen worden sein.
26			x	Siltiger Löss.
			x	Hellgelber, siltig-glimmeriger Löss.

Anhang

Punkt-Nr.	Typ				Beschreibung
	Bunte Serie	Stillfried A	Stillfried B	Sonstiges	
27			x		Löss mit Schneckenschichte und ca. 50 cm darunter kohlige Reste.
28			x		Ca. 8 m unter Niveau Löss mit kohligen Resten und zwei 30-40 cm mächtigen Lagen hellbrauner Böden.
29			x		Gelber Löss mit einigen Schnecken.
30			x		1 Meter unter dem Niveau gut entwickelte Schneckenschichte.
31			x		Unter 1-2 m Löss fand sich die Schneckenschichte, dann unter 1,5 m Löss flache Holzkohlehaufen mit 10-50 cm Durchmesser.
32			x		Unter der Aufschüttung, in 20-45 cm Tiefe Schneckenschichte mit weißlich verkrusteten Knochenresten, ab 60 cm bräunlicher Löss.
33				x	Am Westrand des Ziegelfeldes im Hohlweg (vgl. Punkt 18) gegenüber der Bodenbildung Stillfried A, in etwas höherer Position 40 cm bräunlicher Boden (Stillfried B ?).
34			x		70 cm mächtige Schneckenschicht in mächtiger Lössabfolge, nur einige Holzkohlestückchen.
35			x		Im gelben Löss 80-100 cm unter dem rezenten Boden gut entwickelte Schneckenschichte, 100 cm tiefer 30 cm blassbraune Bodenbildung von Stillfried B, im unterlagernden Schwemmlöss Kreuzschichtungen und Feinsandlagen.

CD

Eine CD-ROM mit den Shapefiles der Punktdaten sowie dem im *ArcGIS Modelbuilder* erstellten Modell befindet sich auf der letzten Seite.

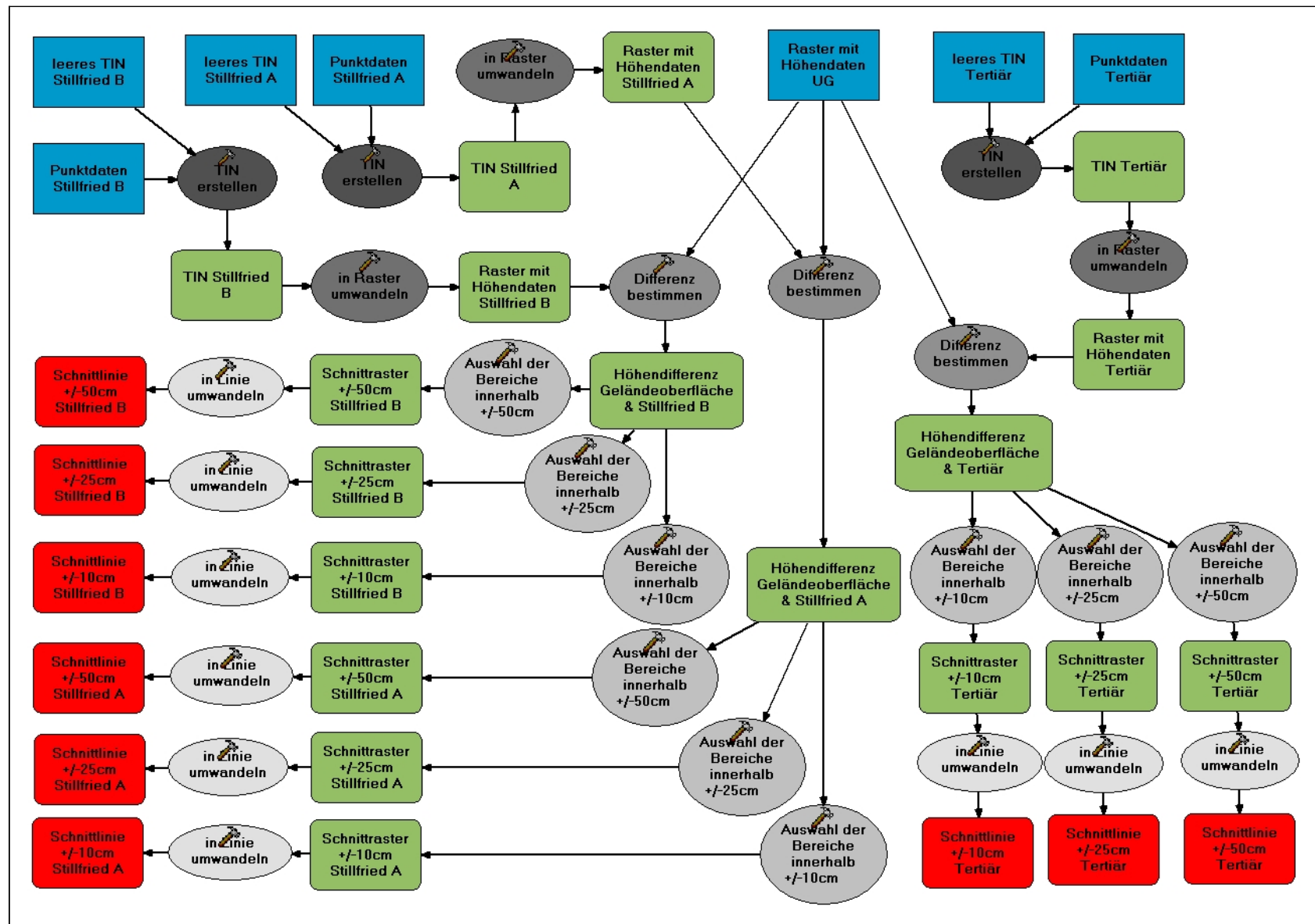


Abbildung 30: Flussdiagramm der 3D-Modellierung von Stillfried B, Stillfried A und Tertiär in ArcMap 9.3 (eigene Darstellung)

Literaturverzeichnis

- Aitken, M.J. (1998): An introduction to optical dating, Oxford University Press.
- Antl, W. & S. Verginis unter Mitarbeit von H. Hoffert, A. Schierhuber und T. Nichterl (1998): Geoelektrische Untersuchungen an einem Lagerplatz des Gravettien in Grub bei Stillfried (Niederösterreich), *Préhistoire Européenne* 12, 59-70.
- Assallay, A.M., C.D.F. Rogers, I.J. Smalley & I.F. Jefferson (1998): Silt: 2-62 μm , 9-4 ϕ , *Earth-Science Reviews* 45, 61-88.
- Bahlburg, H. & N. Dobrzinski (2011): A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transition – In: E. Arnaud, G.P. Halverson & G. Shields-Zhou (Hrsg.): *The Geological Record of Neoproterozoic Glaciations*, *Memoirs* 36, Geological Society of London, 81-92.
- Bednarik, R.G. (2008): Pedogenetic dating of loess strata, *Journal of Archaeological Science* 35, 3124-3129.
- Bettis, E.A. III., D.R. Muhs, H.M. Roberts & A.G. Wintle (2003): Last glacial loess in the conterminous USA, *Quaternary Science Reviews* 22, 1907-1946.
- Birkeland, P. (1999): *Soils and Geomorphology*, Oxford University Press.
- Blatt, H. (1987): Oxygen isotopes and the origin of quartz, *Journal of Sedimentary Petrology* 57, 373-377.
- Blatt, H. (1989): Flux of siliciclastic grains in sediments, *Journal of Geological Education* 37, 243-249.
- Boehmker, R. (1917): *Exkursionsführer für Stillfried an der March*, Braumüller Wien, 13-59.
- Boulton, G.S. (1978): Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis, *Sedimentology* 25, 773-799.
- Brandtner, F. (1954): Jungpleistozäner Löß und fossile Böden in Niederösterreich, *Eiszeitalter und Gegenwart* 4/5, 4-82.
- Broecker, W.S. & G.H. Denton (1990a): The Role of Ocean-Atmosphere Reorganizations in Glacial Cycles, *Quaternary Science Reviews* 9, 305-341.

- Broecker, W.S. & G.H. Denton (1990b): What Drives Glacial Cycles, *Scientific American* 262, 49-56.
- Bronger, A. & J.A. Catt (1998): The Position of Paleopedology in Geosciences and Agricultural Sciences, *Quaternary International* 51/52, 87-93.
- Bronger, A. & T. Heinkelé (1989) Paleosol sequences as witnesses of Pleistocene climatic history, *Catena Supplement* 16, 163-186.
- Brunnacker, K. (1982): Äolische Deckschichten und deren fossile Böden im Periglazialbereich Bayerns, *Geologisches Jahrbuch der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe* F14, 67-76.
- Bullard, J.E., G.H. McTainsh & C. Pudmenzky (2004): Aeolian abrasion and modes of fine particle production from natural red dune sands: an experimental study, *Sedimentology* 51, 1103-1125.
- Busacca, A.J., J.E. Begét, H.W. Markewich, D.R. Muhs, N. Lancaster & M.R. Sweeney (2004): Eolian Sediments - In: A.R. Gillespie, S.C. Porter & B.F. Atwater (Hrsg.): *The Quaternary period in the United States*, Elsevier Science Publishers B.V., 275-309.
- Butler, B.E. (1956): Parna—an eolian clay, *Australian Journal of Science* 18, 145-151.
- Catt, J. (1989): Relict Properties in Soils of the Central and North-West European Temperate Region, *Catena Supplement* 16, 41-58.
- Catt, J. (1991): Soils as indicators of Quaternary climatic change in mid-latitude regions, *Geoderma* 51, 167-187.
- Catt, J. (2001): The agricultural importance of loess, *Earth-Science Reviews* 54, 213-229.
- Cegla, J. (1969): Influence of capillary ground moisture on aeolian sedimentation of loess, *Bulletin de l'Académie polonaise des sciences. Série des sciences géologiques et géographiques* 17, 25-27.
- Cegla, J. (1972): *Sedymentacja Lessow Polski (Loess Sedimentation in Poland)*, *Acta Universitatis Wratislaviensis. Studia Geograficzne* 168 (17).
- Constantini, E.A.C., A. Makeev & D. Sauer (2009): Recent developments and new frontiers in paleopedology, *Quaternary International* 209, 1-5.

- Dahms, D.E. (1994): Mid-holocene erosion of soil catenas on moraines near the type Pinedale Till, Wind River Range, Wyoming, *Quaternary Research* 42, 41-48.
- Dahms, D.E. & V.T. Holliday (1998): Soil Taxonomy and Paleoenvironmental Reconstruction: a Critical Commentary, *Quaternary International* 51/52, 109-114.
- Decker, K., H. Peresson & R. Hinsch (2005): Active tectonics and Quaternary basin formation along the Vienna Basin Transform fault, *Quaternary Science Reviews* 24, 307-322.
- Derbyshire, E. (2003): Loess, and the Dust Indicators and Records of Terrestrial and Marine Palaeoenvironments (DIRTMAP) database, *Quaternary Science Reviews* 22, 1813-1819.
- Enslin, J., P. Gütlich & A. Semmel (1984): Datierungsversuche mit Hilfe der Mößbauer-Spektroskopie an hessischen Lössen, *Geologisches Jahrbuch Hessen* 112, 67-76.
- Fassmann, H. (2004): Institut für Geographie und Regionalforschung der Universität Wien - Portrait, *FORUM Raumplanung* 12 (2), 53-58.
- Feakes, C.R., H.D. Holland & E.A. Zbinden (1989): Ordovician paleosols at Arisaig, Nova Scotia, and the evolution of the atmosphere, *Catena Supplement* 16, 207-232.
- Fiedler, H.J. (2001): Böden und Bodenfunktionen in Ökosystemen, Landschaften und Ballungsgebieten, expert-Verlag.
- Fink, J. (1950): Die fossilen Böden des niederösterreichischen Lösses und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie und Quartärstratigraphie, Dissertation, Universität Wien.
- Fink, J. (1954): Die fossilen Böden im österreichischen Löss, *Quartär* 6, 85-108.
- Fink, J. (1955a): Wegbeschreibung: Wien-Marchfeld-Stillfried, *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien Sonderheft D: Beiträge zur Pleistozänforschung in Österreich: Exkursionen zwischen Salzach und March*, 82-88.
- Fink, J. (1955b): Verlauf und Ergebnisse der Quartärexkursion in Österreich 1955, *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft Wien* 97 (1), 209-216.

- Fink, J. (1956a): Zur Korrelation der Terrassen und Löss in Österreich, *Eiszeitalter und Gegenwart* 7, 49-77.
- Fink, J. (1956b): Zur Systematik fossiler und rezenter Lössböden in Österreich, *Verhandlungen VI. Internationaler Bodenkundlicher Kongress Paris*, 585-592.
- Fink, J. (1960): Leitlinien einer österreichischen Quartärstratigraphie, *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien* 53, 249-266.
- Fink, J. (1961): Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich, *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien* 54, 1-25.
- Fink, J. (1962): Studien zur absoluten und relativen Chronologie der fossilen Böden in Österreich; II, Wetzleinsdorf und Stillfried, *Archaeologia Austriaca* 31, 1-18.
- Fink, J. (1965): The Pleistocene in Eastern Austria, *Geological Society of America Special Paper 84: International Studies on the Quaternary, Papers Prepared on the Occasion of the VII. Congress of the International Association for Quaternary Research*, Boulder, Colorado, 179-199.
- Fink, J. (1974): Internationale Lössforschungen - Bericht der INQUA-Lösskommission, *Eiszeitalter und Gegenwart* 23/24, 415-426.
- Fink, J. (1976): Internationale Lössforschungen - Bericht der INQUA-Lösskommission, *Eiszeitalter und Gegenwart* 27, 220-235.
- Fink, J. (1979): Stand und Aufgaben der österreichischen Quartärforschung, *Innsbrucker Geographische Studien* 5, 79-104.
- Frechen, M., E.A. Oches & K.E. Kohfeld (2003): Loess in Europe - mass accumulation rates during the Last Glacial Period, *Quaternary Science Reviews* 22 (18-19), 1835-1857.
- Free, E.E. (1911): The movement of soil material by the wind, U.S. Department of Agriculture, Bureau of Soils Bulletin 68.
- Frenzel, B. (1964): Zur Pollenanalyse von Lössen - Untersuchungen der Lössprofile von Oberfellabrunn und Stillfried (Niederösterreich), *Eiszeitalter und Gegenwart* 15, 5-39.
- Gibbard, P., A.G. Smith, J.A. Zalasiewicz, T.L. Barry, D. Cantrill, A.L. Coe, J.C.W. Cope, A.S. Gale, F.J. Gregory, J.H. Powell, P.F. Rawson, P. Stone & C.N. Waters (2005): What status for the Quaternary?, *Boreas* 34, 1-6.

- Gibbard, P. & T. van Kolfschoten (2004): The Pleistocene and Holocene Epochs – In: F.M. Gradstein, J.G. Ogg & A.G. Smith (Hrsg.): A Geologic Time Scale 2004, Cambridge University Press, 441-452.
- Gibbard, P.L., M.J. Head, M.J.C. Walker & The Subcommision on Quaternary Stratigraphy (2010): Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma, *Journal of Quaternary Science* 25, 96-102.
- Goudie, A.S., R.U. Cooke & J.C. Doornkamp (1979): The formation of silt from quartz dune sand from salt-weathering processes in deserts, *Journal of Arid Environments* 2, 105-112.
- Goudie, A.S. & H.A. Viles (1997): Monitoring of rapid salt weathering in the central Namib Desert using limestone blocks, *Journal of Arid Environments* 37, 581-598.
- Grill, R. (1953): Der Flysch, die Waschbergzone und das Jungtertiär um Ernstbrunn (Niederösterreich), *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien* 96, 65-116.
- Haldorsen, S. (1981): Grain-size distribution of subglacial till and its relation to glacial crushing and abrasion, *Boreas* 10, 91-105.
- Hardcastle, J. (1890): Origin of the loess deposit of the Timaru Plateau, *Transactions and Proceedings of the New Zealand Institute* 22, 406-414.
- Helmer, L. (1928): Das niederösterreichische Weinviertel östlich des Klippenzuges. Ein Beitrag zur Kenntnis des inneralpinen Wiener Beckens nördlich der Donau, Bundesverlag Wien.
- Holliday, V.T. (2004): *Soils in Archaeological Research*, Oxford University Press.
- Howarth, J.J. (2010): The shape of loess particles reviewed, *Central European Journal of Geosciences* 2 (1), 41-44.
- Huggett, R.J. (2011): *Fundamentals of Geomorphology*, Routledge, 3. Auflage.
- van Husen, D. (1981/82): Geologisch-sedimentologische Aspekte im Quartär von Österreich, *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft* 74/75, 197-230.

- Hydrographischer Dienst in Österreich (2011): Hydrographisches Jahrbuch von Österreich 2009, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft - Abteilung VII/3 - Wasserhaushalt.
- Iriondo, M. (1999): The origin of silt particles in the loess question, *Quaternary International* 62, 3-9.
- Janekovic, Gj. (1964): Spezielle Bodenbildungen Jugoslawiens, *Pedologie* XIV (1), 85-103.
- de Jong, J. (1988): Climatic variability during the past three million years, as indicated by vegetational evolution in northwest Europe and with emphasis on data from The Netherlands, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B* 318, 603-617.
- Kohl, H. (1997): Das Eiszeitalter in Oberösterreich, *Jahrbuch des oö. Musealvereines* 142, 341-420.
- Kölbl, L. (1930): Studien über den Löß. Ueber den Löß des Donautales und der Umgebung von Krems, *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien* 23, 85-121.
- Kuenen, P.H. (1969): Origin of quartz silt, *Journal of Sedimentary Petrology* 39, 1631-1633.
- Kukla, G.J. (1975): Loess stratigraphy of Central Europe - In: K.W. Butzer & G.L. Isaac (Hrsg.): *After the Australopithecines*, Mouton Den Haag, 99-188.
- Laj, C. & J.E.T. Channell (2007): Geomagnetic Excursions - In: M. Kono (Hrsg.): *Treatise on Geophysics - Volume 5: Geomagnetism*, Elsevier B.V., 373-416.
- Land Niederösterreich (a), http://www.noel.gv.at/ExterneSeiten/Wasserstand/folder_n_lt/grafiken/N_1971_2000.gif, abgerufen am 24.02.2011
- Land Niederösterreich (b), http://www.noel.gv.at/ExterneSeiten/Wasserstand/folder_n_lt/grafiken/lufttemp.gif, abgerufen am 24.02.2011
- Lautridou, J.P. & J.C. Ozouf (1982): Experimental frost shattering: fifteen years of research at the Centre de Geomorphologie du CNRS, *Progress in Physical Geography* 6, 215-232.
- von Leonhard, K.C. (1824): *Charakteristik der Felsarten* - Band 3, J. Engelmann Heidelberg.

- Litt, T. (2007): Das Quartär als chronostratigraphische Einheit, Eiszeitalter und Gegenwart 56, 3-6.
- Liu, T. (1988): Loess in China, China Ocean Press & Springer-Verlag, 2. Auflage.
- Loishandl-Weisz, H. & R. Peticzka (2005): Die Sedimente und Böden im Verbreitungsgebiet der niederösterreichischen Kreisgrabenanlagen – In: F. Daim & W. Neubauer (Hrsg.): Geheimnisvolle Kreisgräben, Berger Wien, 143-145.
- Lourens, L.J. (2008): On the Neogene-Quaternary debate, Episodes 31, 239-242.
- Lowe, J.J. & M.J.C. Walker (1997): Reconstructing Quaternary Environments, Addison Wesley Longman, 2. Auflage.
- Ložek, V. (1968): The loess environment in Central Europe – In: C. Schultz & J.C. Frye (Hrsg.): Loess and Related Eolian Deposits of the World 12, Proceedings 7th INQUA Congress, Boulder, 1965, 67-80.
- Markovic, S.B., I.J. Smalley, U. Hambach & P. Antoine (2009): Loess in the Danube region and surrounding loess provinces: The Marsigli memorial volume, Quaternary International 198 (1-2), 5-6.
- Mason, J.A. & P.M. Jacobs (2007): Paleosols and Wind-Blown Sediments - Nature of Paleosols – In: S.A. Elias (Hrsg.): Encyclopedia of Quaternary Science, Elsevier B.V., 2086-2095.
- Moss, A.J., P. Green & J. Hutka (1981): Static breakage of granitic detritus by ice and water in comparison with breakage by flowing water, Sedimentology 28, 261-272.
- Mückenhausen, E. (1977): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland, DLG-Verlag Frankfurt/Main.
- Muhs, D.R. (2007): Loess deposits, origins and properties – In: S.A. Elias (Hrsg.): Encyclopedia of Quaternary Science, Elsevier B.V., 1405-1418.
- Muhs, D.R. & E.A. Bettis III. (2003): Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes, Geological Society of America Special Paper 370, 53-74.
- Nahon, D. & R. Trompette (1982): Origin of siltstones; glacial grinding versus weathering, Sedimentology 29, 25-35.

- Oches, E.A. & W.D. McCoy (1995): Aminostratigraphy of Central European loess cycles: introduction and data, *Geolines (Praha)* 2, 34-53.
- ÖNORM L 1061-2 (2002): Physikalische Bodenuntersuchungen - Bestimmung der Korngrößenverteilung des Mineralbodens/Teil 2: Feinboden, Österreichisches Normungsinstitut, Wien.
- ÖNORM L 1084 (1999): Chemische Bodenuntersuchung - Bestimmung von Carbonat, Österreichisches Normungsinstitut, Wien.
- Penck, A. (1884): Mensch und Eiszeit, Separat-Abdruck aus dem Archiv für Anthropologie 15 (3), 1-18.
- Pésci, M. (1972): Scientific and practical significance of loess research, *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 16, 317-328.
- Pésci, M. (1990): Loess is not just the accumulation of dust, *Quaternary International* 7/8, 1-21.
- Pésci, M. (1995): The role of principles and methods in loess-paleosol investigations, *GeoJournal* 36, 117-131.
- Pésci, M. & G. Richter (1996): Löss: Herkunft - Gliederung - Landschaften, *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplementband* 98.
- Peticzka, R., C. Hermann, D. Riegler & R. Lukesch (2005): Arbeitsunterlagen zum Methodenblock „Analytik in der Physiogeographie“ - Labormethoden in der Physiogeographie, Skriptum, Universität Wien.
- Peticzka, R., F. Holawe & D. Riegler (2010): Structural analyses on the modified paleosol-sequence of "Stillfried B" with high resolution measurements of selected laboratory parameters, *Quaternary International* 222, 168-177.
- Peticzka, R., F. Holawe & D. Riegler mit Beiträgen von I. Jaburova, C. Neugebauer-Maresch, F. Ottner, B. Terhorst und M. Schlaipfer (2009): Exkursionsführer - 28. Jahrestagung des Arbeitskreises Paläopedologie der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft/21. bis 23. Mai 2009 in Wien.
- Péwé, T.L. (1975): Quaternary geology of Alaska, *US Geological Survey Professional Paper* 835, 1-145.
- Platzer, M. (1989): Der geographische Raum - In: A. Hofer (Hrsg.): *Weinviertler Hausbuch*, NÖ Bildungs- und Heimatwerk im Eigenverlag, 33-42.

- Pumpelly, R. (1879): The relation of secular rock disintegration to Loess, Glacial Drift and Rock Basins, American Journal of Science 3rd series Vol. XVII, 133-144.
- Pye, K. (1987): Aeolian dust and dust deposit, Academic Press London.
- Pye, K. (1995): The nature, origin and accumulation of loess, Quaternary Science Reviews 14 (7/8), 653-667.
- Pye, K. & J. Mazzullo (1994): Effects of tropical weathering on quartz grain shape: an example from northeastern Australia, Journal of Sedimentary Research A64, 500-507.
- Pye, K. & A.D.M. Paine (1984): Nature and source of Aeolian deposits near the summit of Ben Arkle, northwest Scotland, Geologie en Mijnbouw 63, 13-18.
- Pye, K. & D. Sherwin (1999): Loess - In: A.S. Goudie, I. Livingstone & S. Stokes (Hrsg.): Aeolian Environments, Sediments and Landforms, John Wiley Chichester, 213-238.
- Pye, K. & C.H.B. Sperling (1983): Experimental investigation of silt formation by static breakage processes: the effect of temperature, moisture and salt on quartz dune sand and granitic regolith, Sedimentology 30, 49-62.
- Rabeder, G. (1993): Eiszeitliche Lebensräume - In: C. Neugebauer-Maresch (Hrsg.): Altsteinzeit im Osten Österreichs, Wissenschaftliche Schriftenreihe Niederösterreich 95/96/97, Niederösterreichisches Pressehaus St. Pölten, 31-44.
- Retallack, G.J. (1990): Soils of the Past - An Introduction to Paleopedology, Unwin Hyman.
- Retallack, G.J. (2001): Soils of the Past - An introduction to paleopedology, Blackwell Science, 2. Auflage.
- Riedl, A., D. Riedl, R. Mittermaier & C. Aubrecht (2008): Online-Tutorials zur LV "Methoden der GIS-gestützten Datenerfassung" an der Universität Wien (SS2008), http://www.univie.ac.at/karto/lehre/geoinfo/megida08/tutorials/erste_schritte/projectionen.html, abgerufen am 20.04.1012.
- Riedl, H. (1960): Beiträge zur Morphologie des Gebiets der Leiser Berge und des Falkensteiner Höhenzuges, Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft 102, 65-76.

- Riegler, D. (2007): Entwicklung des Nordhanges und dreidimensionale Rekonstruktion des Scheitelbereiches des Kranawetberges bei Grub, Diplomarbeit, Universität Wien.
- Rio, D. , R. Sprovieri, D. Castradori & E. Di Stefano (1998): The Gelasian Stage (Upper Pliocene): a new unit of the global chronostratigraphic scale, *Episodes* 21, 82-87.
- Rögl, F. & H. Summesberger (1978): Die geologische Lage von Stillfried. *Forschungen in Stillfried 3*, Veröffentlichungen der Österreichischen Arbeitsgemeinschaft für Ur- und Frühgeschichte 10, 75-86.
- Rögl, F. & H. Summesberger (1988): Der geologische Rahmen von Stillfried an der March, *Veröffentlichungen des Museums für Ur- und Frühgeschichte Stillfried Sonderband 3*, 148-159.
- Ruhe, R.V. (1965): Quaternary paleopedology - In: H.E. Wright & D.G. Frey (Hrsg.): *The Quaternary of the United States*, Princeton University Press, 755-764.
- Rungaldier, R. (1958-60): Der Löß in Niederösterreich, seine Bedeutung und Verbreitung, *Jahrbuch für Landeskunde von Niederösterreich* 34, 20-35.
- Russell, R.J. (1944): Lower Mississippi Valley loess, *Geological Society of America Bulletin* 55, 1-40.
- Sarnthein, M., G. Bartoli, M. Prange, A. Schmittner, B. Schneider, M. Weinelt, N. Andersen & D. Garbe-Schönberg (2009): Mid-Pliocene shifts in ocean overturning circulation and the onset of Quaternary-style climates, *Climate of the Past* 5, 269-283.
- Schaefer, M. (2012): *Wörterbuch der Ökologie*, Spektrum Akademischer Verlag, 5. Auflage.
- Scheffer, F. & P. Schachtschabel (2002): *Lehrbuch der Bodenkunde*, Spektrum Akademischer Verlag, 15. Auflage.
- Schieber, J., D.H. Krinsley & L. Riciputi (2000): Diagenetic origin of quartz silt in mudstones and implications for silica cycling, *Nature* 406, 981-985.
- Schönhals, E. (1951): Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet, *Eiszeitalter und Gegenwart* 1, 109-130.

- Schratt-Ehrendorfer, L. (2008): Die Pflanzenwelt der Steppen Niederösterreichs: Flora und Vegetation, Standortvielfalt und Gefährdung – In: H. Wiesbauer (Hrsg.): Die Steppe lebt – Felssteppen und Trockenrasen in Niederösterreich, Begleitband zur gleichnamigen Ausstellung in Hainburg an der Donau, Amt der NÖ Landesregierung, Abteilung Naturschutz, 59-86.
- Schwabl, W. (1989): Das Klima des Weinviertels Weinviertler Hausbuch – In: A. Hofer (Hrsg.): Weinviertler Hausbuch, NÖ Bildungs- und Heimatwerk im Eigenverlag, 43-46.
- Semmel, A. (1989): Paleopedology and Geomorphology: Examples from the Western Part of Central Europe, Catena Supplement 16, 143-162.
- Šibrava, V. (1978): Quartärstratigraphie der europäischen extraglazialen Zone und ihre Beziehungen zum alpinen Vereisungssystem – In: H. Nagl (Hrsg.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung – Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink, Verlag Ferdinand Hirt, 521-530.
- Smalley, I.J. (1966): The properties of glacial loess and the formation of loess deposits, Journal of Sedimentary Petrology 36, 669-676.
- Smalley, I.J. (1971): "In-situ" theories of loess formation and the significance of the calcium-carbonate content of loess, Earth-Science Reviews 7, 67-85.
- Smalley, I.J. (1972): The interaction of great rivers and large deposits of primary loess, Transactions of the New York Academy of Sciences 34, 534-542.
- Smalley, I.J. (Hrsg., 1975): Loess: lithology and genesis, Benchmark Papers in Geology 26, Dowden, Hutchinson & Ross.
- Smalley, I.J. (1980): The formation of loess materials and loess deposits: some observations on the Tashkent loess, Geophysik und Geologie - Geophysikalische Veröffentlichungen der Universität Leipzig 2, 247-257.
- Smalley, I.J. (1990): Possible formation mechanisms for the modal coarse silt quartz particles in loess, Quaternary International 7/8, 23-27.
- Smalley, I.J. (1995): Making the Material: the Formation of Silt-Sized Primary Mineral Particles for Loess Deposits, Quaternary Science Reviews 14 (7/8), 645-651.
- Smalley, I.J. & D.H. Krinsley (1978): Loess deposits associated with deserts, Catena 5, 53-66.

- Smalley, I.J., R. Kumar, K. O'Hara-Dhand, I.F. Jefferson & R.D. Evans (2005): The formation of silt material for terrestrial sediments: particularly loess and dust, *Sedimentary Geology* 179, 321-328
- Smalley, I.J. & J.A. Leach (1978): The origin and distribution of the loess in the Danube Basin and associated regions of east-central Europe - a review, *Sedimentary Geology* 21, 1-26.
- Smalley, I.J., S. Markovic & Z. Svirčev (2011): Loess is [almost totally formed by] the accumulation of dust, *Quaternary International* 240, 4-11.
- Smalley, I.J., K. O'Hara-Dhand, J. Wint, B. Machalett, Z. Jary & I. Jefferson (2009): Rivers and loess: The significance of long river transportation in the complex event-sequence approach to loess deposit formation, *Quaternary International* 198, 7-18.
- Smalley, I.J. & V. Smalley (1983): Loess Material and Loess Deposits: Formation, Distribution and Consequences - In: M.E. Brookfield & T.S. Ahlbrandt (Hrsg.): *Eolian Sediments and Processes*, Elsevier Science Publishers B.V., 51-68.
- Smalley, I.J. & C. Vita-Finzi (1968): The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of "desert" loess, *Journal of Sedimentary Petrology* 38, 766-774.
- Smith, B.J., J.P. McGreevy & W.B. Whalley (1987): Silt production by weathering of a sandstone under hot arid conditions: an experimental study, *Journal of Arid Environments* 12, 199-214.
- Smith, B.J., J.S. Wright & W.B. Whalley (2002): Sources of non-glacial, loess-size quartz silt and the origins of "desert loess", *Earth-Science Reviews* 59, 1-26.
- Soreghan, G.S., M.J. Soreghan, M.A. Hamilton (2008): Origin and significance of loess in late Paleozoic western Pangaea: A record of tropical cold?, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 268, 234-259.
- Spasskaya, I.I. (1987): Relief-Forming Processes During the Last Ice Age - In: M. Pésci & A. Velichko (Hrsg.): *Paleogeography and Loess. Pleistocene Climatic and Environmental Reconstructions - Contribution of the INQUA Hungarian National Committee to the XIIth INQUA Congress Ottawa, Canada, 1987*, Akadémiai Kiadó, 135-144.

- Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2009): ICS-approved 2009 Quaternary (SQS/INQUA) proposal, <http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/definitions/ChronostratQuat09.jpg>, abgerufen am 07.12.2010.
- Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2011): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years v. 2011, http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/correlation/POSTERSTRAT_v2011.jpg, abgerufen am 29.09.2012.
- Szönyi, M., C. Bachmann, D. Buholzer & S. Rupp (2006): Studienlexikon Geowissenschaften, Hochschulverlag AG an der ETH Zürich.
- Taylor, S.R. & S.M. McClelland (1985): The continental crust; its composition and evolution: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks, Blackwell Scientific Publications.
- Tegen, I. (2003): Modeling the mineral dust aerosol cycle in the climate system, *Quaternary Science Reviews* 22, 1821-1834.
- Terhorst, B., C. Thiel, R. Peticzka, T. Sprafke, M. Frechen, F.A. Fladerer, R. Roetzel & C. Neugebauer-Maresch (2011): Casting new light on the chronology of the loess/paleosol sequences in Lower Austria, *Quaternary Science Journal* 60, 270-277.
- Thenius, E. (1974): Niederösterreich, Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt Wien, Bundesländerserie.
- Tsoar, H. & K. Pye (1987): Dust transport and the question of desert loess formation, *Sedimentology* 34, 139-153.
- Tucholka, P., M. Fontugne, F. Guichard & M. Paterne (1987): The Blake polarity episode in cores from the Mediterranean Sea, *Earth and Planetary Science Letters* 86, 320-326.
- Valentine, K.W.G. & J.B. Dalrymple (1976): Quaternary Buried Paleosols: A Critical Review, *Quaternary Research* 6, 209-222.
- Verginis, S. (1993): Lößakkumulation und Paläoböden als Indikatoren für Klimaschwankungen während des Paläolithikums (Pleistozän). Mit ausgewählten Beispielen aus Niederösterreich - In: C. Neugebauer-Maresch (Hrsg.): Altsteinzeit im Osten Österreichs, Wissenschaftliche Schriftenreihe Niederösterreich 95/96/97, Niederösterreichisches Pressehaus St. Pölten, 13-30.

- Walker, M.J.C. (2005): Quaternary Dating Methods, John Wiley & Sons.
- Walker, M.J.C., S. Johnsen, S.O. Rasmussen, T. Popp, J.-P. Steffensen, P. Gibbard, W. Hoek, J.J. Lowe, J. Andrews, S. Björck, L.C. Cwynar, K. Hughen, P. Kershaw, B. Kromer, T. Litt, D.J. Lowe, T. Nakagawa, R. Newnham & J. Schwander (2009): Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records, *Journal of Quaternary Science* 24, 3-17.
- Wallner, G., E. Wild, H. Aref-Azar, P. Hille & W.F.O. Schmidt (1990): Dating of Austrian Loess Deposits, *Radiation Protection Dosimetry* 34, 69-72.
- Wernstedt, F.L. (1972): World Climatic Data, Climatic Data Press.
- Whalley, W.B. (1979): Quartz silt production and sand grain surface textures from fluvial and glacial environments, *Scanning Electron Microscopy* 1, 547-551.
- Whalley, W.B., J.R. Marshall & B.J. Smith (1982): Origin of desert loess from some experimental observations, *Nature* 300, 433-435.
- Whalley, W.B., B.J. Smith, J.J. McAlister & A.J. Edwards (1987): Aeolian abrasion of quartz particles and the production of silt-size fragments: preliminary results - In: L. Frostick & I. Reid (Hrsg.): *Desert Sediments: Ancient and Modern*, Blackwell Scientific Publications, Geological Society Special Publication 35, 129-138.
- Woldstedt, P. (1951): Quartärforschung - einleitende Worte, *Eiszeitalter und Gegenwart* 1, 9-15.
- Woldstedt, P. (1954): *Das Eiszeitalter: Grundlinien einer Geologie des Quartärs - Erster Band*, Ferdinand Enke Verlag.
- Woldstedt, P. (1958): *Das Eiszeitalter: Grundlinien einer Geologie des Quartärs - Zweiter Band*, Ferdinand Enke Verlag.
- Wright, J.S. (1995): Glacial Comminution of Quartz Sand Grains and the Production of Loessic Silt: a Simulation Study, *Quaternary Science Reviews* 14 (7/8), 669-680.
- Wright, J.S. (2001): "Desert" loess versus "glacial" loess: quartz silt formation, source areas and sediment pathways in the formation of loess deposits, *Geomorphology* 36, 231-256.

Wright, J.S. & B.J. Smith (1993): Fluvial comminution and the production of loess-sized quartz silt: A simulation study, *Geografiska Annaler* 75A, 25-34.

Wright, J.S., B.J. Smith & W.B. Whalley (1998): Mechanisms of loess-sized quartz silt production and their relative effectiveness: laboratory simulations, *Geomorphology* 23, 15-34.

ZAMG (2002): Klimadaten Hohenau, <http://www.zamg.ac.at/fix/klima/oe71-00/klima2000/daten/klimadaten/noe/2600.htm>, abgerufen am 03.09.2011.

Zöller, L. & A. Semmel (2001): 175 years of loess research in Germany - long records and "unconformities", *Earth-Science Reviews* 54, 19-28.

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Diplomarbeit selbstständig verfasst, andere als die in der Literatur angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt, und mich auch sonst keiner unerlaubten Hilfe bedient habe.

Ich versichere, dass ich dieses Diplomarbeitsthema bisher weder im In- noch im Ausland einer BeurteilerIn zur Begutachtung in irgendeiner Form als Prüfungsarbeit vorgelegt habe, und dass diese Arbeit mit der vom Begutachter beurteilten Arbeit übereinstimmt.

Wien, November 2012

Lebenslauf

Persönliche Daten

Name: Martina Schlaipfer
Geburt: 17.04.1985 in Mürzzuschlag
Nationalität: Österreich
Eltern: Rudolf Schlaipfer (Zahntechnischer Laborant – Angestellter)
Waltraud Schlaipfer (Buchhalterin – Angestellte)

Schulausbildung

09/1991 – 07/1995: Volksschule I Kindberg
09/1995 – 07/1999: August-Musger-Hauptschule Kindberg
09/1999 – 06/2003: BORG Kindberg – Schwerpunkt Informatik
Matura: 27.06.2003

Hochschulstudium

10/2003 – 01/2004: Universität Wien – Politikwissenschaften
seit 03/2004: Universität Wien – Geographie/Schwerpunkt Angewandte
Geomorphologie
seit 10/2009: Universität Wien – English and American Studies

Berufstätigkeit

10/2007 – 06/2008: Physiogeographisches Labor, Universität Wien – Tutorin
03/2008 – 06/2008: Arbeitsgruppe Geomorphologie, Universität Wien – Tutorin
10/2008 – 06/2009: Physiogeographisches Labor, Universität Wien –
Studienassistentin
10/2008 – 06/2009: Physiogeographisches Labor, Universität Wien –
Projektmitarbeiterin (pedologische Analysen)
seit 11/2009: Esprit Holdings Limited – Angestellte im Textileinzelhandel

Sprachkenntnisse

Englisch: Wort und Schrift
Französisch: Grundkenntnisse