

**Periglazialmorphologische und bodenkundliche
Studien in der Taiga am Unteren Jenissej
(Nordsibirien)**

Dissertation der Fakultät für Geowissenschaften
an der Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von:

Thomas Mayer

16. September 2004

1. Berichterstatter: Prof. Dr. K. Rögner

2. Berichterstatter: Prof. Dr. O. Baume

Tag der mündlichen Prüfung: 12. November 2004

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen eines Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG). Für die Finanzierung der damit verbundenen Stelle und den Aufenthalt in Nordsibirien bin ich der DFG zu großem Dank verpflichtet.

Initiiert wurde das Projekt von Prof. Dr. S. BUSSEMER. Ihm gilt mein ganz besonderer Dank. Er brachte mir das Vertrauen entgegen, gab mir jederzeit wertvolle Hilfestellung und unterstützte mich während der gesamten Zeit kameradschaftlich mit Rat und Tat. Als Hauptkoordinator des Projektes leitete er die beiden Expeditionen nach Nord-sibirien in den Jahren 2002 und 2003. Dies war für mich ein besonderes Erlebnis und trug wesentlich zum Gelingen der Arbeit bei.

Entscheidenden Einfluß auf den Fortgang dieser Studie hatte mein Doktorvater Prof. Dr. K. RÖGNER. Nachdem Herr Prof. Dr. S. BUSSEMER die Universität wechselte übernahm er bereitwillig die Koordination der Arbeit. Auch schon davor fand ich bei ihm jederzeit fachliche Unterstützung, womit er entscheidend zum Gelingen beitrug. Er begleitete mich kontinuierlich während der gesamten Zeit mit anregenden Diskussionen und stellte mir großzügig Arbeitsmittel und Laborbedarf zur Verfügung. Dafür möchte ich mich vielmals bei ihm bedanken.

Dem Lehrstuhlinhaber Herrn Prof. Dr. O. BAUME gilt ebenfalls mein besonderer Dank. Er gewährte mir großen Freiraum, wodurch ich mich intensiv auf die Arbeit konzentrieren konnte. Außerdem stellte er mir die Räumlichkeiten und das Labor der Sektion Geographie zur Verfügung. Bedanken möchte ich mich auch für sein Vertrauen, welches er mir in Form einer Mitarbeiterstelle zukommen ließ.

Die zahlreichen sedimentologischen und geochemischen Analysen erfolgten im Geolabor des Departments für Geo- und Umweltwissenschaften, Sektion Geographie der LMU München. Frau A. AMBROSCH und Herrn Dipl. Politologe G. WAGNER sei hierfür herzlichst gedankt.

Bei Herrn Dr. U. RAST vom Bayerischen Geologischen Landesamt in München möchte ich mich für die durchgeführten Röntgendiffraktionsanalysen bedanken. Auch bei der Auswertung und Diskussion der Ergebnisse konnte ich stets auf ihn zählen.

Herrn Dr. J. EIDAM und Frau G. LIEBENOW vom Institut für Geographie und Geologie der Universität Greifswald bin ich für die zahlreichen RFA-Messungen zu großem Dank verpflichtet.

Bei Herrn Dipl. Geograph J. MICHEL möchte ich mich herzlich für die tatkräftige Unterstützung bei den Arbeiten im Gelände bedanken. Er hat einen wesentlichen Beitrag zum Gelingen der Expeditionen geleistet.

Besonderer Dank gebührt auch dem Kapitän und der Besatzung der „Kryologe“ (Igar-ka). Durch ihren unermüdlichen Einsatz auf dem Schiff ermöglichten sie uns erst das Erreichen der Untersuchungsgebiete. Mit ihrer herzlichen und offenen Art verschöner-ten und erleichterten sie uns die Arbeit. Vielen Dank für die schönen Abende.

Meiner Freundin Dipl. Geographin I. WENNINGER danke ich herzlich für das Verständnis und die Geduld, die sie für mich aufbrachte. Außerdem stand sie mir ständig mit Rat und Tat zur Seite und unterstützte mich bei der Fertigstellung der Arbeit.

Zum Schluß möchte ich mich auch noch bei meinen Eltern bedanken, die auf dem stei-nigen Weg des Studiums und der Promotion für mich da waren und mich großzügig unterstützen.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	I
Inhaltsverzeichnis	III
Abbildungsverzeichnis	VI
Tabellenverzeichnis	VIII
Abkürzungsverzeichnis	IX
1. Einleitung	1
2. Forschungsstand, Problemstellung und Ziele	3
3. Untersuchungsmethoden	11
3.1 Geländearbeit	11
3.2 Laboranalysen	12
3.2.1 Korngrößenanalyse und Korngrößenparameter	12
3.2.2 Karbonatgehalt	13
3.2.3 pH-Wert	14
3.2.4 Organischer Kohlenstoff und Stickstoff	14
3.2.5 Dithionit- und oxalatlösliches Eisen	14
3.2.6 Kationenaustauschkapazität	15
3.2.7 Gesamtelementgehalte	15
3.2.8 Röntgendiffraktionsanalyse	16
3.3 Kartographische Auswertung	16
4. Bioklimatische Bedingungen am Unteren Jenissej	17
4.1 Klima	18
4.2 Permafrostverbreitung und Bodentemperaturen	18
4.3 Vegetation	22
5. Geologisch-morphologische Untersuchungen entlang der Karginer Terrasse	25
5.1 Allgemeine Aspekte	25
5.2 Geomorphologische Detailkartierung im engeren Untersuchungsgebiet	28

5.3	Rezentes und reliktsches Periglazial	32
5.3.1	Allgemeine und methodische Aspekte	32
5.3.2	Nördliches Untersuchungsgebiet bei Igarka	33
5.3.3	Südliches Untersuchungsgebiet bei Turuchansk	34
6.	Profilbeschreibungen	35
6.1	Bodengeographische Beschreibung des nördlichen Untersuchungsgebietes bei Igarka	35
6.1.1	Das westliche Transsekt	36
6.1.2	Das östliche Transsekt	49
6.1.3	Die hohen rückwärtigen Plateaus	59
6.1.4	Typusprofile ohne Permafrost im Einflußbereich des Taliks	59
6.2	Bodengeographische Interpretation des nördlichen Untersuchungsgebietes bei Igarka	64
6.3	Bodengeographische Beschreibung des südlichen Untersuchungsgebietes bei Turuchansk	66
6.4	Bodengeographische Interpretation des südlichen Untersuchungsgebietes bei Turuchansk	80
6.5	Bodengeographische Beschreibung des südlichsten Untersuchungsgebietes bei Tatarsk	82
6.6	Bodengeographische Interpretation des südlichsten Untersuchungsgebietes bei Tatarsk	85
7.	Auswertung der Ergebnisse	86
7.1	Glazialmorphologische Grundlagen	86
7.2	Deckschichten als Ausgangsgestein der Bodenbildung	87
7.3	Rezenter Permafrost als spezifischer bodenbildender Faktor in der nordsibirischen Taiga	91
7.4	Die Braunerde als terrestrischer Typusboden der nordsibirischen Taiga	92
7.5	Die Bedeutung der nordsibirischen Befunde für die Diskussion der mitteleuropäischen Bodengenese	94
8.	Zusammenfassung	95

9. Anhang	97
10. Literaturverzeichnis	99

Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1:	Bodenkarte des Unteren Jenissej	6
Abb. 3.1:	Russisches Drehbohrgerät im Einsatz	11
Abb. 4.1:	Der Untere Jenissej	17
Abb. 4.2:	Karte der Bodentemperaturen des Unteren Jenissej	19
Abb. 4.3:	Jahrestemperaturverlauf 2002/2003 in den Profilen P2 und P5	21
Abb. 4.4:	Organische Auflage bei Profil P5	22
Abb. 4.5:	Lage des Untersuchungsgebietes in den unterschiedlichen Vegetationszonen	23
Abb. 5.1:	Geologische Formationen des weiteren Untersuchungsgebietes am Unteren Jenissej	26
Abb. 5.2:	Lagerungsverhältnisse des Quartärs in einem Profil durch das untere Jenissejtal bei Igarka	28
Abb. 5.3:	Das Ufer des Jenissej im Bereich des Untersuchungsgebietes Igarka	29
Abb. 5.4:	Die Karginsker Terrasse bei Turuchansk	30
Abb. 5.5:	Korngrößenverteilung im Ausgangsgestein der beiden Untersuchungsgebiete Igarka und Turuchansk im Vergleich	31
Abb. 6.1:	Das nördliche Untersuchungsgebiet bei Igarka mit den beiden Transsekten	35
Abb. 6.2:	Das westliche Transsekt	36
Abb. 6.3:	Profil L13 – Pseudogley	37
Abb. 6.4:	Profil B12 – Pseudogley	39
Abb. 6.5:	Profil P9 – Braunerde	40
Abb. 6.6:	Profil P8 – Braunerde	42
Abb. 6.7a:	Profil P2 – Braunerde (Laboranalysen)	44
Abb. 6.7b:	Profil P2 – Braunerde	45
Abb. 6.8:	Profil L14 – Pseudovergleyte Braunerde	47
Abb. 6.9:	Profil B15 – Regosol-Gley	48
Abb. 6.10:	Das östliche Transsekt	49
Abb. 6.11:	Profil P15 – Pseudovergleyte Braunerde	50
Abb. 6.12:	Profil P14 – Pseudovergleyte Braunerde	52

Abb. 6.13: Profil P13 – Pseudovergleyte Braunerde	54
Abb. 6.14: Profil P10 – Braunerde	55
Abb. 6.15: Profil P12 – Pseudovergleyte Braunerde	57
Abb. 6.16: Profil P11 – Anmoor-Gley	58
Abb. 6.17: Profil P5 – Anmoor-Gley	60
Abb. 6.18: Profil P16 – Braunerde	61
Abb. 6.19: Röntgendiffraktometrische Analysen des Bv- und C-Horizontes von Profil P7	62
Abb. 6.20: Profil P7 – Braunerde	63
Abb. 6.21: Abhängigkeit der Bodentypen von Relief und Permafrost	64
Abb. 6.22: Das südliche Untersuchungsgebiet bei Turuchansk mit dem rot markierten Transsekt	67
Abb. 6.23: Profil B2 – Braunerde	68
Abb. 6.24: Profil Turu2 – Braunerde	69
Abb. 6.25: Profil Turu1 – Braunerde	71
Abb. 6.26: Röntgendiffraktometrische Analysen des Profils P7	72
Abb. 6.27: Profil B1 – Braunerde	73
Abb. 6.28: Profil Turu3 – Auenregosol	75
Abb. 6.29: Profil Turu4 – Braunerde	77
Abb. 6.30: Profil Turu5 – Braunerde	78
Abb. 6.31: Profil B6 – Braunerde	79
Abb. 6.32: Profil Süd4 – Pseudovergleyte Braunerde	83
Abb. 6.33: Profil Süd3 – Pseudovergleyte Braunerde	84
Abb. 7.1: Prozentualer Anteil der Kornfraktionen der reliktschen periglazialen Deckschicht an den Braunerdestandorten	90

Tabellenverzeichnis

Tab. 6.1:	Durchschnittliche Werte aller Profile eines Standorttypes	65
Tab. 6.2:	Durchschnittliche Werte aller Braunerden des südlichen Untersuchungsgebietes	81
Tab. 7.1:	Vergleich von Braunerdestandorten der tundrennahen Wälder mit der nördlichen Taiga anhand von Durchschnittswerten	89

Verwendete Abkürzungen

BS	-	Basensättigung
Bv	-	Braunhorizont
C	-	Substratfarbener Horizont ohne pedogene Merkmale
Fed	-	Dithionitlösliches Eisen
Feo	-	Oxalatlösliches Eisen
fS	-	Feinsand
fU	-	Feinschluff
Gdsk	-	Geschiebedecksandkoeffizient
gS	-	Grobsand
gU	-	Grobschluff
KAK	-	Kationenaustauschkapazität
mS	-	Mittelsand
mU	-	Mittelschluff
T	-	Ton

1. Einleitung

Permafrostgeprägte Böden bedecken 13 % der Landoberfläche der Erde. Allein in der Russischen Föderation werden 65 % der Fläche von Permafrost beeinflusst. Die großflächige Bestockung des sibirischen Dauerfrostbodens mit Wäldern stellt eine weltweit einzigartige Situation dar, deren naturräumliche Gliederung und ökologische Bedeutung bisher kaum bekannt ist.

In jedem Fall kann der Permafrost neben den Waldbränden als wichtigster Steuerungsfaktor der Vegetationsgesellschaften in Sibirien gelten. Weitgehend unbekannt ist bisher die Rolle des Bodens als zentrale Naturraumkomponente in diesem System.

Die räumliche Verbreitung der zonalen Böden Rußlands wurde bisher nur kleinteilig erfaßt. Beispiele hierfür sind die FAO-Weltbodenkarte (FAO-UNESCO, 1978) im Maßstab 1:5.000.000 und die BODENKARTE RUßLANDS (1995) im Maßstab 1:4.000.000. Beide Karten zeigen für große Gebiete der Tundra und Taiga weitflächig einheitliche Bodenverhältnisse. Dies ist auf die fehlende flächenhafte Untersuchung des Bodenmusters zurückzuführen. Hauptursache für diese mangelnde „Forschungsdichte“ auf dem sibirischen Subkontinent mit seinem extremen Klima ist sicherlich die begrenzte Zugänglichkeit.

Ohne eine genauere Kenntnis von Boden- und Permafrostverteilung können in der sibirischen Taiga letztendlich keine fundierten Einschätzungen globaler Stoffkreisläufe und Prognosen über Klimaveränderungen erstellt werden.

Darüber hinaus spiegelt das rezente Milieu in den Mittelbreiten Sibiriens vermutlich die Verhältnisse wider, welche während der periglazialen Phasen in Mitteleuropa herrschten. Eine Kenntnis der Bodenentwicklung Sibiriens ermöglicht somit einen Blick in die Vergangenheit unserer mitteleuropäischen Böden, deren polygenetischer Charakter bis heute kontrovers diskutiert wird (KOWALKOWSKI, 1990).

Damit besteht in diesem Gebiet weiterhin die Notwendigkeit von physisch-geographischen Grundlagenstudien und der Aufnahme einzelner Naturraumkomponenten, deren Kartierung in Mitteleuropa schon lange abgeschlossen ist. Insofern wurde mit der detaillierten komplexen Erfassung von Untergrundgestein, fossilen Deckschichten,

Permafrost, Boden und Waldgesellschaften Neuland besprochen. Sie dienen dem Hauptziel, zonale Böden für die einzelnen Landschaftszonen am Unteren Jenissej zu definieren.

2. Forschungsstand, Problemstellung und Ziele

Im Rahmen der vorliegenden Studie sollen Genese, Eigenschaften, Systematik und Verbreitung von Böden der hochkontinentalen Permafrosttaiga am Unteren Jenissej beschrieben, analysiert und diskutiert werden. Dabei werden die Zonen der tundrennahen Wälder, sowie der nördlichen und der mittleren Taiga mit Hilfe repräsentativer Untersuchungsgebiete erfaßt.

Ursprünglich wurden Böden in permafrostgeprägten Landschaften über die geomorphologischen Prozesse in der sommerlichen Auftauzone charakterisiert (MEINARDUS, 1930; KUBIENA, 1953). Modernere Klassifikationen benutzen hingegen die Obergrenze des Dauerfrostbodens als diagnostisches Merkmal für eine Ansprache der Gelisole (nach USDA, 1998) bzw. Cryosole (nach WRB, 1998) genannten Böden. Derartige Ansätze besitzen große Bedeutung für Klassifikationen in (weiter nördlich gelegenen) arktischen und subarktischen Landschaften mit ihrer gering mächtigen Auftauzone über einem meist kontinuierlichen Permafrost.

Weniger intensiv untersucht blieben Taigaböden über Permafrost in ihren unterschiedlichen Verteilungsmustern, deren Verbreitungsgebiet vorwiegend im hoch bis extrem kontinentalen Sibirien liegt (Boreoperiglazial nach KARTE, 1979). Aus vegetationsgeographischer Sicht handelt es sich dabei um die Zonen der tundrennahen Wälder, der nördlichen Taiga und teilweise auch der mittleren Taiga.

Aus diesen Regionen liegen inzwischen auch im deutschsprachigen Schrifttum erste Hinweise auf die Entwicklung von verschiedenartigen Verwitterungshorizonten (BUSSEMER & GUGGENBERGER, 1998) sowie auf die Ausbildung vielfältiger Bodenmosaike (VENZKE, 1994) vor. In Lehrbüchern wird jedoch immer noch die Podsolierung als dominanter Prozeß der borealen Pedogenese angegeben (TRETER, 1993; LIEDTKE, 1997; EITEL, 1999).

In der traditionellen russischen Bodengeographie zählt das weitere Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit größtenteils zur kryogenen Bodenprovinz mit initialen Bodenbildungen, welche östlich des Jenissej bis an die steinige Tunguska heranreicht (zuletzt FRIDLAND, 1984). Diese relativ grobe Gliederung spiegelt sich dementsprechend auch

bei einer Übernahme in internationale Kartenwerke wider, welche Nordasien miteinfassen (vor allem FAO-UNESCO, 1978).

Neuere Darstellungen - wie die BODENKARTE RUßLANDS (1995) - beruhen im Vergleich zu den älteren Arbeiten auf wesentlich detaillierteren Aufnahmen, sowohl in der Fläche als auch aus Sicht des Kartierungsschlüssels (vgl. Abb. 2.1). Bei einer vergleichenden Auswertung von russischen und mitteleuropäischen Karten und Klassifikationen ergaben sich schon bei einem Vergleich der Legenden zwei qualitative Grundprobleme, welche auch im dargestellten Ausschnitt erkennbar werden (vgl. Abb. 2.1). Einerseits lassen sich die neu ausgewiesenen („russischen“) Bodentypen nur mit Schwierigkeiten internationalen Systemen zuordnen, weshalb im beiliegenden Ausschnitt auch nur eine möglichst genaue Übersetzung der russischen Begriffe angestrebt wurde. Andererseits erfolgte bereits in der Legende eine starke Betonung hydromorpher Bodenmerkmale auf Typenniveau, so daß terrestrische Böden kaum noch darstellbar sind. Trotz der vollzogenen Einschränkungen weist die Neukartierung der BODENKARTE RUßLANDS (1995) in der Region der eigenen Untersuchungsgebiete gegenüber älteren Bearbeitungen viele Böden mit Verwitterungshorizonten auf.

Trotz fehlender Korrelationen zwischen den stark genetisch orientierten russischen Boden-Klassifizierungssystemen und den internationalen Klassifikationen mit einer Orientierung auf diagnostische Merkmale soll für die eigenen Arbeitsgebiete eine auf Literaturoauswertung gestützte Bewertung von drei terrestrischen Bodentypen der russischen Nomenklatur erfolgen:

- Der *Podbur* gilt in der russischen Klassifikation als zonaler Bodentyp der borealen und subborealen Gebiete auf lockerem und nährstoffreichem Ausgangsgestein (GLASOWSKAJA & GENNADIJEW, 1995). TARGULJAN (1971) führte ihn als terrestrischen Boden mit dunkelbraunen Verwitterungshorizont ohne sichtbare Auswaschung und einem allmählichen Übergang zum Ausgangsgestein ein. Häufig überzieht ihn eine torfähnliche Auflage. Die Beilage zum Nordasienblatt der Weltbodenkarte (FAO-UNESCO, 1978) stellt ihn den Gelic Cambisols gleich.

- Der *Kryotaigaboden* weist einen schwarz-braunen humusreichen Oberboden über sandig-lehmigem, braunem Unterboden auf, welcher bereits vom liegenden Gefronnshorizont beeinflusst wird (HAASE, 1983).
- Der *braune Taigaboden* zeigt ein schwach differenziertes A-B-BC-C-Profil und ist ausgesprochen basenarm, aber ohne sichtbare Podsolierungsmerkmale (KAURICHEV, 1989).

In diesem Zusammenhang stellt der Jenissej eine markante bodengeographische Grenze dar. In der permafrostarmen Taiga westlich des Flusses weist die Bodenkarte Rußlands (Abb. 2.1) vor allem Podsole auf.

In der Permafrostlandschaft östlich des Flusses fehlen den terrestrischen Böden weitgehend Podsolierungsmerkmale. Hier treten vor allem Kryotaigaböden, Podbure und braune Taigaböden auf (siehe BUSSEMER & GUGGENBERGER, 1998). Die braunen Taigaböden kommen allerdings eher an Standorten mit diskontinuierlichen Permafrost vor. Bei den Podburen kann eine Verbreitung vor allem in Hangpositionen entlang der Flüsse beobachtet werden. Der Kryotaigaboden kommt dagegen auch in den großräumigen Wasserscheidengebieten auf den rückwärtigen Bereichen vor. Sowohl die Podbure als auch der Kryotaigaboden erstrecken sich von der südlichen Grenze des Permafrostes bis in etwa 70° nördlicher Breite. Ein zonales oder orographisches Verbreitungsschema dieser Böden läßt sich jedoch nicht erkennen.

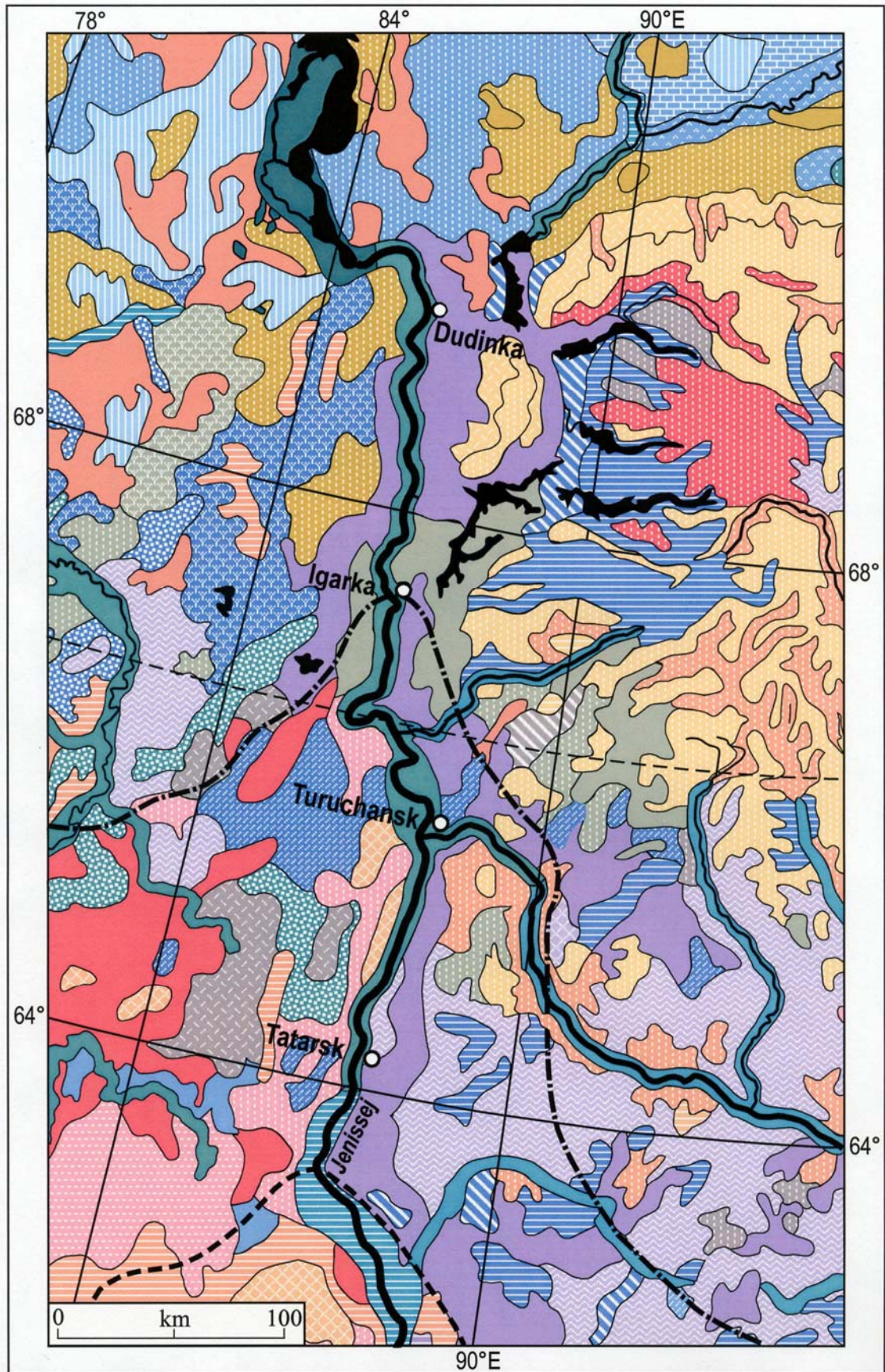


Abb. 2.1: Bodenkarte des Unteren Jenissej (verändert nach BODENKARTE RUBLANDS, 1995; 1:4.000.000). Legende siehe Seite 7.

Legende zur Bodenkarte des Unteren Jenissej (Abb. 2.1)

	Torfe der Flachmoortundra		
	Humuseisenböden der hocharktischen Tundra		
	Grobhumose fragmentarische Böden der hocharktischen Tundra		
	Grobhumose Böden der hocharktischen Tundra mit Aufragung vom lehmigem Lockergestein		
	Podburen		
	Torfe der Fleckentundra		Wiesenböden
	Tundregleye der Polygontundra		Kryotaigaboden
	Gley-Nanopodssole der Fleckentundra		Vergleyter Kryotaigaboden
	Frostbeeinflusste Tundrentorfe und Gleye		Auenböden von Bergflüssen
	Frostbeeinflusste Tundrentorfe		Wiesen- und Torfböden
	Torfe der Torfhügeltundra		Rasen- und Wiesenböden
	Vergleyte Böden der Polygontundra		Hochmoor
	Rasenböden der Polygontundra		Niedermoor
	Anmoor der Torfhügeltundra		Aufragung von Festgestein
	Hocharktische Torfe		
	Humose fragmentarische Initialböden		
	Grobkörnige Boden der Trappplateaus		
	Fragmentarische grobkörnige Boden der Trappplateaus		
	Eisenpodsol mit Aufragung von sandigem Lockergestein		
	Humuseisenpodsol		
	Gley-Podsol		
	Gleye der hocharktischen Tundra		
	Vergleyte Eluvialböden der Tundra		
	Vergleyter Humuseisenpodsol mit Aufragung von sandigem Lockergestein		
	Gewässer		
	Südgrenze der kontinuierlichen Permafrostverbreitung (nach Bodenkarte Rußlands, 1995)		
	Südgrenze der diskontinuierlichen Permafrostverbreitung (nach Bodenkarte Rußlands, 1995)		

Für die eigene Bearbeitung der Böden am Unteren Jenissej ergab sich damit eine komplexe pedologisch-periglazialmorphologische Fragestellung.

Zuerst mußte ein homogener Untergrund in mehreren Testgebieten ausgewählt werden, welcher vergleichbare Standortbedingungen schafft. Außerdem sollte möglichst ein Substrat für die Bodenbildung gefunden werden, welches keine alten Verwitterungskrusten mehr aufweist. Somit soll vermieden werden, daß Spuren der früheren Wärmeepochen Sibiriens das Ausmaß der rezenten Bodenbildung überhöhen. Weiterhin sollte es sich um ein Lockergestein handeln, um eine tiefgründige Bodenentwicklung zu ermöglichen. Diese geforderten Bedingungen werden von den Ablagerungen der letzten Kaltzeit (Würm) erfüllt, deren Gletscher im Jenissejtal weit nach Süden vorstießen.

Der seit dem Abschmelzen der Gletscher erfolgte Wechsel der bodenbildenden Faktoren besaß einen Schwankungsbereich zwischen borealen und Tundrenmilieus (FRENZEL, 1959). Aufgrund von Ergebnissen aus anderen Regionen der Mittelbreiten wurden in den Offenlandphasen mit strengem Permafrostregime periglaziale Deckserien abgelagert (SEMMELE, 1985), die unter der heutigen Waldbedeckung nur noch reliktschen Charakter besitzen.

Der Deckschichtennachweis sowie die Ansprache von Mächtigkeit, Fazies und Verbreitungsmuster sind erfahrungsgemäß die Grundlage für weiterführende pedologische Aufnahmen, da der Charakter des Ausgangsgesteins im Verlauf der periglazialen Überprägung fundamental verändert wurde. Neben diesen Besonderheiten des reliktschen Periglazials beeinflußt der Permafrost die Böden der nordsibirischen Taiga bis heute. Sowohl eine flächenhafte Aufnahme seiner Verbreitung sowie der Mächtigkeit seiner Auftauzone als auch eine exemplarische Betrachtung ihres thermischen Regimes erschienen notwendig.

Diese Vorarbeiten ermöglichen eine Inventarisierung der Bodentypen am Unteren Jenissej. Als Ausgangspunkt sollen möglichst Standorte ohne hochliegenden Permafrost in Plateauposition dienen, welche ein anhydromorphes Bodenwasserregime aufweisen. Sie können als die terrestrischen Böden des jeweiligen Untersuchungsgebietes gelten, welche unter kontinuierlichen Permafrostbedingungen vermutlich nur in Taliksituationen zu finden sind. Die Zusammenfassung dieser terrestrischen Normböden sollte eine Annäherung an den „zonalen“ Charakter der Bodenbildung erlauben. Auf dieser Grundlage ist ein Vergleich mit den gut systematisierten europäischen

Waldböden möglich. Erst dann kann eine zuverlässige Einordnung in internationale Bodenklassifikationen erfolgen.

Ausgehend von gut untersuchten Typusprofilen kann das vorhandene Standortinventar über Catenen in den einzelnen Untersuchungsgebieten erfaßt werden. Mit ihrer Hilfe läßt sich das gesamte Bodenmosaik der einzelnen Landschaftsgürtel recht zuverlässig abschätzen.

Die wenigen bisher vorliegenden bodengeographischen Studien aus Nordsibirien (TARGULJAN, 1971) lassen aufgrund ihrer unterschiedlichen Feld- und Labormethodik keine Vergleiche untereinander und schon gar nicht mit den mitteleuropäischen Böden zu. Deshalb wird in der vorliegenden Arbeit der Versuch unternommen, die bodenkundlichen Aspekte entsprechend der deutschen Kartieranleitungen (AG BODEN, 1994; AG BODENSYSTEMATIK, 1998) durchzuführen, damit ein Vergleich mit den mitteleuropäischen Verhältnissen möglich wird.

Letztendlich stellen die sibirischen Mittelbreiten ein wichtiges bodengenetisches Vergleichsgebiet für Mitteleuropa dar. Zwar kann seit den klassischen Arbeiten von SCHÖNHALS (1957) und SEMMEL (1964) von einer polygenetischen Entstehung der terrestrischen Bodentypen in Mitteleuropa ausgegangen werden, jedoch wird der Anteil periglazialer Prozesse kontrovers diskutiert (vgl. ROHDENBURG, 1978; KOWALKOWSKI, 1990). Zur Klärung dieser paläogeographischen Komponente in den mitteleuropäischen Ökosystemen muß zwingend ein aktualistischer Vergleich geführt werden. Dafür bietet sich die Taiga am Unteren Jenissej an, deren rezentes Milieu dem des Spätglazials Mitteleuropas stark ähnelt.

Aus der im vorangegangenen Text skizzierten Problemstellung ergeben sich für die eigenen Arbeiten folgende Ziele:

- Um Aussagen über das Bodenmosaik der nordsibirischen Taiga treffen zu können ist eine grundlegende Erfassung von Geologie und Glazialmorphologie zwingend notwendig.
- Das zweite Ziel stellt die Untersuchung des unmittelbaren Ausgangssubstrats der Bodenbildung dar. Wie auch in mitteleuropäischen Moränenlandschaften üblich, sind dies die reliktschen periglazialen Decksedimente. Ihre Entstehung und die rezente Pedogenese unterliegen den Einflüssen des

Permafrostes. Aus diesem Grund findet sowohl die Auftautiefe als auch die Verbreitung des reliktsichen und rezenten Permafrostes eine gesonderte Beachtung in den eigenen Untersuchungen.

- Die ersten Ziele dieser Arbeit bilden die Grundlage für das Hauptziel. Welches ist der terrestrische Typusboden der nordsibirischen Taiga?
- Daraus resultiert als weiteres Ziel ein Vergleich der Befunde Nordsibiriens mit der mitteleuropäischen Bodengenese.

3. Untersuchungsmethoden

Die bei den Geländearbeiten und Laboranalysen durchgeführten Untersuchungen werden hinsichtlich ihrer Methodik zunächst kurz erläutert.

3.1 Geländearbeit

Zur geomorphologisch-pedologischen Charakteristik der Untersuchungsgebiete wurden Transekte durch verschiedene Kleineinzugsgebiete gelegt. Dies soll die Erfassung sämtlicher Bodentypen in Abhängigkeit von Relief und Geologie mit dem Ziel ihrer Synthese zu Catenen ermöglichen.

Von den etwa 50 Sondierungsgrabungen wurde die Hälfte als detailliert zu beschreibende und beprobende Schürfgruben ausgewählt und ausgebaut. An den meisten Profilen konnte das Ausgangsgestein bis in eine Tiefe von maximal sechs Meter erfaßt und auf Permafrost geprüft werden (vgl. Abb. 3.1).



Abb. 3.1: Russisches Drehbohrgerät im Einsatz.

Neben einer einfachen Vermessung des Geländes und einer groben Vegetationsbestimmung erfolgte die Aufnahme und Dokumentation der Profile sowie der Bohrkerne über Skizzen und Photos. Die Bodenansprache wurde gemäß der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN, 1994) und der MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1994) vorgenommen.

Die Probenentnahme für die Laboranalysen erfolgte horizontweise als Mischprobe des gesamten Horizontes; an wichtigen Profilen wurden die Horizonte auch mehrfach beprobt. Ein Kalk-Schnelltest wurde an allen Horizonten und Bohrkernen mit verdünnter Salzsäure durchgeführt.

Des Weiteren erfolgte eine kartographische Erfassung der Untersuchungsgebiete mit den zur Verfügung stehenden Mitteln (Kompaß, Maßband, Neigungsmesser, Höhenmesser und GPS).

Eine relativ hohe Lagegenauigkeit konnte mit Hilfe von CORONA-Satellitenbildern mit einer Auflösung von ungefähr zwei Metern erreicht werden. Auch topographische Karten im Maßstab 1:100.000 fanden dabei Verwendung. Die Koordinaten und Höhen der Profile wurden mit einem GPS-Gerät ermittelt und in den selbst erstellten Karten eingetragen. Anschließend erfolgte das Einmessen der entsprechenden Querprofile für die einzelnen Transekte.

3.2 Laboranalysen

Sämtliche Proben wurden zunächst luftgetrocknet und anschließend mit einem 2 mm-Sieb in Fein- und Grobboden geteilt. Die Verteilung des Skeletts wurde wegen fehlender Transport- und Analysemöglichkeit bereits an den Profilen vor Ort ermittelt. Alle nachfolgend beschriebenen Untersuchungen wurden an luftgetrockneten Proben des Feinbodens im Labor der Sektion Geographie in München durchgeführt.

3.2.1 Korngrößenanalyse und Korngrößenparameter

Die Bestimmung der Korngrößen erfolgte durch eine Kombination von Naßsiebung und Sedimentationsverfahren nach KÖHN (DIN 19683/2). Als Dispergierungsmittel diente Ammoniak. Das Probenmaterial wurde 24 Stunden vor der Analyse damit versetzt und während der letzten beiden Stunden in einen Überkopfschüttler gegeben. Nach der

Schlämmung von Ton und Schluff wurden die Sandfraktionen in folgenden Größen abgeseibt: 0,06-0,1; 0,1-0,2; 0,2-0,315; 0,315-0,63; 0,63-1,0; 1,0-2,0 mm. Diese sechs Kornfraktionen beinhalten die jeweilige Halbierung der klassischen Feinsand-, Mittelsand- und Grobsandfraktionen für eine genauere statistische Auswertung.

Für die nachfolgenden Darstellungen (siehe Profilbeschreibungen in Kap. 6) wurden sie zusammengerechnet und rechts neben der Profilzeichnung in Form von Balkendiagrammen in den Fraktionen Ton (T), Feinschluff (fU), Mittelschluff (mU), Grobschluff (gU), Feinsand (fS), Mittelsand (mS) und Grobsand (gS) angegeben. Weiterhin wurden die wichtigsten Korngrößenparameter auf Grundlage der international üblichen Phi-Grade nach der Momentmethode bestimmt (TUCKER, 1996). Für die Auswertung wurden das erste Moment (Mittelwert \bar{x}) und zweite Moment (Standardabweichung σ) als Maße für die mittlere Korngröße bzw. die Sortierung herangezogen:

$$\bar{x} = \frac{(q_1x_1 + \dots + q_nx_n)}{100} \qquad \sigma = \sqrt{\frac{q_1(x_1 - \bar{x})^2 + \dots + q_n(x_n - \bar{x})^2}{100}}$$

x = Mittelpunkt der Kornfraktion in Phi-Graden
q = prozentuale Häufigkeit dieser Fraktion

Aufgrund der Umrechnung in Phi-Grade ist eine Erhöhung der Mittelwerte bei feiner werdender Körnung ersichtlich, während eine Erhöhung der Standardabweichungen auf eine Verschlechterung der Sortierung hinweist. Die Tonfraktion wurde aufgrund ihrer Wanderungsfähigkeit bei der Berechnung ausgeklammert.

Als weiterer Parameter wurde der Geschiebedecksandkoeffizient (Gdsk) nach BUSSEMER (1994) bestimmt. Er bietet im Norddeutschen Tiefland einen Anhaltspunkt für den Einfluß des liegenden Glazialsedimentes auf das Decksediment.

$$Gdsk = \frac{T + fU + mU + gU + gS}{fS + mS}$$

3.2.2 Karbonatgehalt

Der Karbonatgehalt wurde über das Gasvolumen nach SCHEIBLER ermittelt (BARSCH, BILLWITZ & SCHOLZ, 1984). Bei diesem Verfahren wird das Probenmaterial mit verdünnter Salzsäure versetzt und anhand des frei werdenden Gasvolumens der

Karbonatgehalt errechnet. Die Bestimmung erfolgte erst dann, wenn durch mehrere Eichreihen der Einfluß der vorherrschenden Luftdruck- und Temperaturverhältnisse ermittelt war. Bei Proben des Unterbodens, bei denen bereits im Gelände mit zehnpromzentiger Salzsäure keine Reaktion sichtbar war und der pH-Wert keine nennenswerten CaCO_3 -Gehalte erwarten ließ, wurde auf diese Analyse verzichtet.

3.2.3 pH-Wert

Die potentiometrische Ermittlung des pH-Wertes erfolgte nach SCHLICHTING, BLUME & STAHR (1995). Entsprechend des angegebenen Verfahrens wurden die Proben mit Kalziumchloridlösung (0,01 M) versetzt und in Suspension (1:2,5) gebracht. Die Messung erfolgte mit einem pH-Meter der Firma KNICK (Typ: 766 Calimatic).

3.2.4 Organischer Kohlenstoff und Stickstoff

Das Probenmaterial wurde gemahlen und 24 Stunden vor der Messung im Exikator aufbewahrt. Beide Parameter wurden mit dem C/N-Analysator CNS-2000 der Firma Leco ermittelt. Die Analyse des organischen Kohlenstoffs erfolgte nach dem Prinzip der IR-Spektrometrie, die Analyse des Stickstoffs mittels Wärmeleitfähigkeitsmessung.

3.2.5 Dithionit- und oxalatlösliches Eisen

Das dithionitlösliche Eisen (Fed) wurde mit Natriumzitratlösung, Natriumhydrogencarbonatlösung und Natriumdithionit extrahiert (vgl. SCHLICHTING & BLUME, 1966). Die Anfärbung für eine photometrische Bestimmung erfolgte mit Hydroxylaminhydrochlorid, Ammoniumacetat und Phenanthrolin (TGL 25418/20 1973). Anschließend erfolgte die Messung mit dem Spektrometer S 250 der Firma Secomam.

Beim oxalatlöslichen Eisen (Feo) erfolgte die Extraktion mit Ammoniumoxalat und Oxalsäure, die Anfärbung und Messung wie vorangehend beschrieben.

Das Verhältnis von oxalat- und dithionitlöslichem Eisen (Feo / Fed) ergibt den Aktivitätsgrad des freien Eisens nach SCHWERTMANN (1959).

3.2.6 Kationenaustauschkapazität

Die Bestimmung von Kationenaustauschkapazität (KAK) und Basensättigung (BS) erfolgte nach einem durch KAPPEN eingeführten Schnellverfahren (BARSCH, BILLWITZ & SCHOLZ, 1984).

Zur Bestimmung der hydrolytischen Acidität (H-Wert) wurde das Probenmaterial in 1 N Calciumacetat gelöst. Nach 72 Stunden erfolgte die Filtrierung und Titration gegen 0,1 N Natronlauge mit Phenolphthalein.

Für die Bestimmung der austauschbaren basischen Kationen (S-Wert) wurden die Proben mit verdünnter Salzsäure für zwei Stunden in den Überkopfschüttler gegeben und anschließend filtriert. Das Filtrat wurde gegen 0,1 N Natronlauge mit Tashiro-Indikator titriert.

Die Berechnung von Kationenaustauschkapazität und Basensättigung ergibt sich aus folgender Rechnung:

$$\text{H-Wert} + \text{S-Wert} = \text{Kationenaustauschkapazität (KAK)}$$

$$\text{S-Wert} / \text{KAK} \times 100 = \text{Basensättigung (BS)}$$

3.2.7 Gesamtelementgehalte

Das Probenmaterial wurde vor der Messung eine Stunde lang gemahlen und zu Schmelztabletten verarbeitet. Anschließend wurden die Gesamtelementgehalte mit dem Röntgenfluoreszenzanalysator der Marke Philips (Typ: PW2404) ermittelt.

Anhand der Ergebnisse wurde der Verwitterungsindex (KRONBERG & NESBITT, 1981) berechnet. Er beruht darauf, daß im Laufe der Verwitterung eine Auswaschung von Alkali- und Erdalkalitionen erfolgt und gleichzeitig Silizium- und Aluminiumoxide relativ dazu angereichert werden. Der Index wird über zwei Quotienten dargestellt, welche mit zunehmendem Grad der chemischen Verwitterung abnehmen. Sein Ordinatenwert kennzeichnet dabei stärker den Feldspatzerfall und die Tendenz zur Bildung sekundärer Minerale, der Abszissenwert markiert stärker die Si-/Al-Oxidangleicherung. Beide Quotienten, im Text kurz als Kronberg-Nesbitt-Koeffizient bezeichnet, werden in den Tabellen zur Profildokumentation als Zahlenwerte für Abszisse und Ordinate einzeln angegeben. Je stärker der numerische Wert absinkt, desto höher ist der Verwitterungsgrad.

3.2.8 Röntgendiffraktionsanalyse

Für die tonmineralogische Untersuchung an ausgewählten Profilen wurden die Tonfraktionen unter Verwendung von ATTERBERG-Zylindern vom Feinboden getrennt. Als Dispergierungsmittel diente Ammoniak. Zur Erhöhung der Einwaagemenge der tonarmen Proben erfolgte eine einmonatige Sedimentationsphase. Anschließend wurden die Tonsuspensionen luftgetrocknet und bei 50°C mit Ethylglykol bedampft (RAST, 1993; HEINE, 1990). Die qualitative Messung der Tonminerale erfolgte durch Dr. U. Rast am Bayerischen Geologischen Landesamt mit dem Röntgendiffraktometer der Firma Philips (Typ: Xpert MPD).

3.3 Kartographische Auswertung

Um die Braunerdenverteilung an und vor allem zwischen den Untersuchungsgebieten darzustellen und zu bewerten, wurde die offizielle russische Bodenkarte 1:4.000.000 (BODENKARTE RUBLANDS, 1995) digitalisiert und ausgewertet (vgl. Abb. 2.1). Die Besonderheit von russischen Bodenkarten, auch im kleinmaßstäbigen Bereich keine Generalisierungen zu Bodengesellschaften vorzunehmen, erwies sich hier als ausgesprochen günstig.

Als Grundlage für die Karte zur Permafrostverteilung (Abb. 4.2) im Untersuchungsgebiet diente die Geokryologische Karte der Sowjetunion (JERSCHOV, 1991). Für die Darstellung der Geologie (Abb. 5.1) wurden die entsprechenden russischen Karten im Maßstab 1:2.500.000 (NALIVKIN, 1956) verwendet. Beide Karten wurden generalisiert und digitalisiert.

Des Weiteren fanden Szenen von LANDSAT-TM Verwendung (Abb. 4.1). Sie dienten dazu, einen großräumigen Überblick der Landschaftseinheiten des Unteren Jenissej zu erlangen.

4. Bioklimatische Bedingungen am Unteren Jenissej

Der Jenissej markiert in seinem Mittel- und Unterlauf die Grenze vom Westsibirischen Tiefland zum Mittelsibirischen Bergland. Die zwei eigenen Untersuchungsgebiete und das dritte zusätzliche Vergleichsgebiet befinden sich auf der Ostseite des Unteren Jenissej zwischen 64° und $67,5^{\circ}$ nördlicher Breite und wurden von Süd nach Nord nach den nahegelegenen Ortschaften Tatarsk, Turuchansk und Igarka benannt (vgl. Abb. 4.5). Ungeachtet der oben genannten Grenzfunktion des Jenissej können die Untersuchungsgebiete als dem westsibirischen Tiefland zugehörend angesehen werden, denn das mittelsibirische Bergland liegt deutlich weiter im Osten.

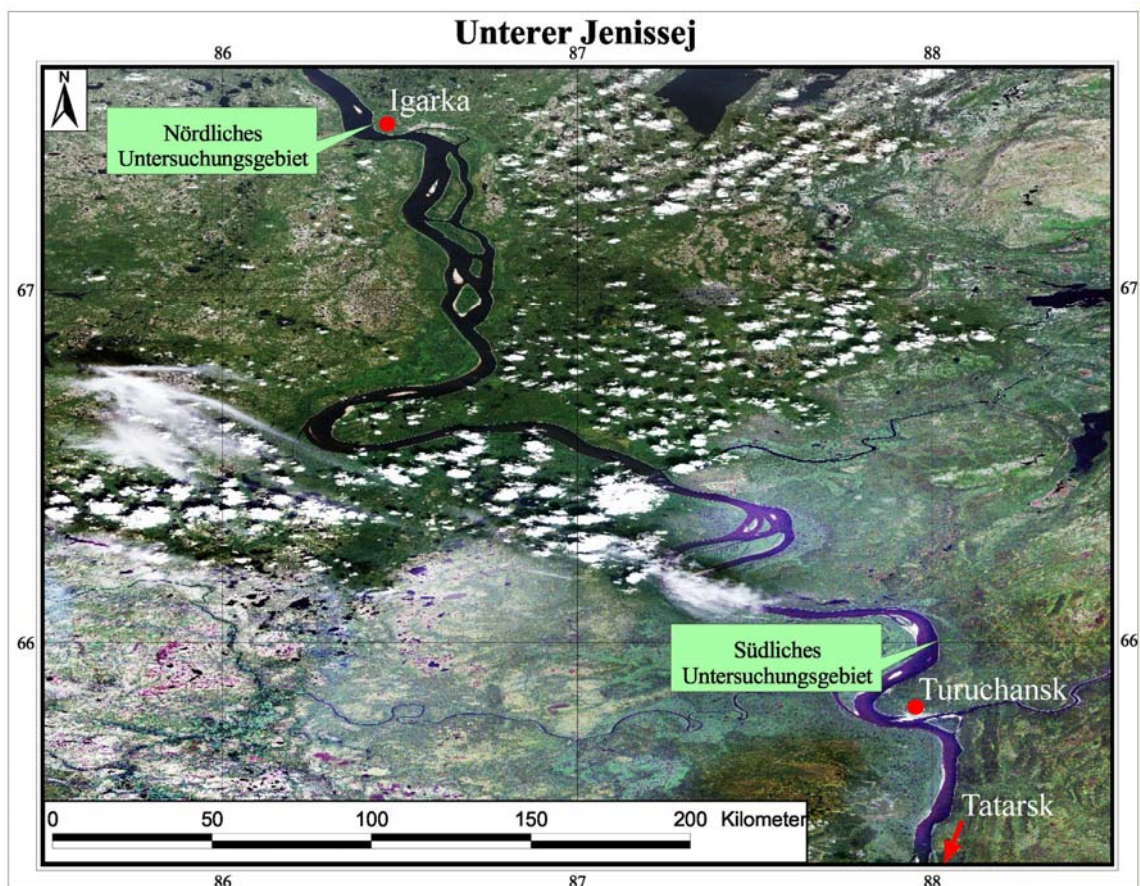


Abb. 4.1: Der Untere Jenissej. Angegeben sind die beiden Untersuchungsgebiete und durch einen Pfeil die ungefähre Lage des zusätzlichen Vergleichsgebietes

(Quelle: LANDSAT-TM; Aufnahmedatum: 20.08.2001)

4.1 Klima

Aus großklimatischer Sicht zählen West- und Mittelsibirien zur Westwindzone. Die geringe Reliefenergie des Westsibirischen Tieflands beeinflusst die atmosphärische Zirkulation kaum. Lediglich durch den Anstieg zum Mittelsibirischen Bergland erfahren die Winde eine Ablenkung in Richtung Nordost. Vor allem stauen sich hier die Luftmassen und werden zum Aufstieg gezwungen. Häufig strömt jedoch auch Polarluft aus Nordosten ein, die im Winter besonders strengen Frost und im Sommer Temperaturstürze verursacht.

Das Klima wird vor allem durch die hohe Zyklonenhäufigkeit, die Nähe zum Nordpolarmeer und durch die Einflüsse des fast ebenen Reliefs gekennzeichnet (FRANZ, 1973). Das Klima ist hochkontinental. Dem heißen Sommer (Juli/August) mit Maximaltemperaturen bis zu 30°C stehen in Igarka Wintertemperaturen von bis zu -50°C gegenüber. Die Jahresmitteltemperatur sinkt im engeren Untersuchungsgebiet von -7,6°C in Turuchansk auf -9,3°C in Igarka.

Die Niederschläge betragen in Igarka 507 mm. Mit Werten von lediglich 150 bis 200 mm sind die hydrologisch wichtigen Sommerniederschläge in den Monaten Juli bis September im Gesamtgebiet einheitlich ausgebildet (TUMEL, 1988). Der Großteil der Niederschläge fällt allerdings in Form von Schnee in den Monaten mit negativen Temperaturen und steht zuerst einmal für die Bodenbildung nicht zur Verfügung. Es entsteht eine bis zu 100 cm mächtige Schneedecke, die auch zwischenzeitlich nicht abtaut.

4.2 Permafrostverbreitung und Bodentemperaturen

Die vorangehend geschilderten klimatischen Bedingungen sind für die großflächige Ausbildung von Permafrost günstig. Nach der zusammenfassenden Studie von KARTE (1979) fällt die Südgrenze der kontinuierlichen Permafrostlandschaften in etwa mit den durchschnittlichen Jahrestemperatur der Luft von -6 bis -8°C zusammen. In Übersichtskarten Rußlands wird ihr Verlauf dementsprechend auch südlich von Igarka verzeichnet (vgl. Abb. 4.5).

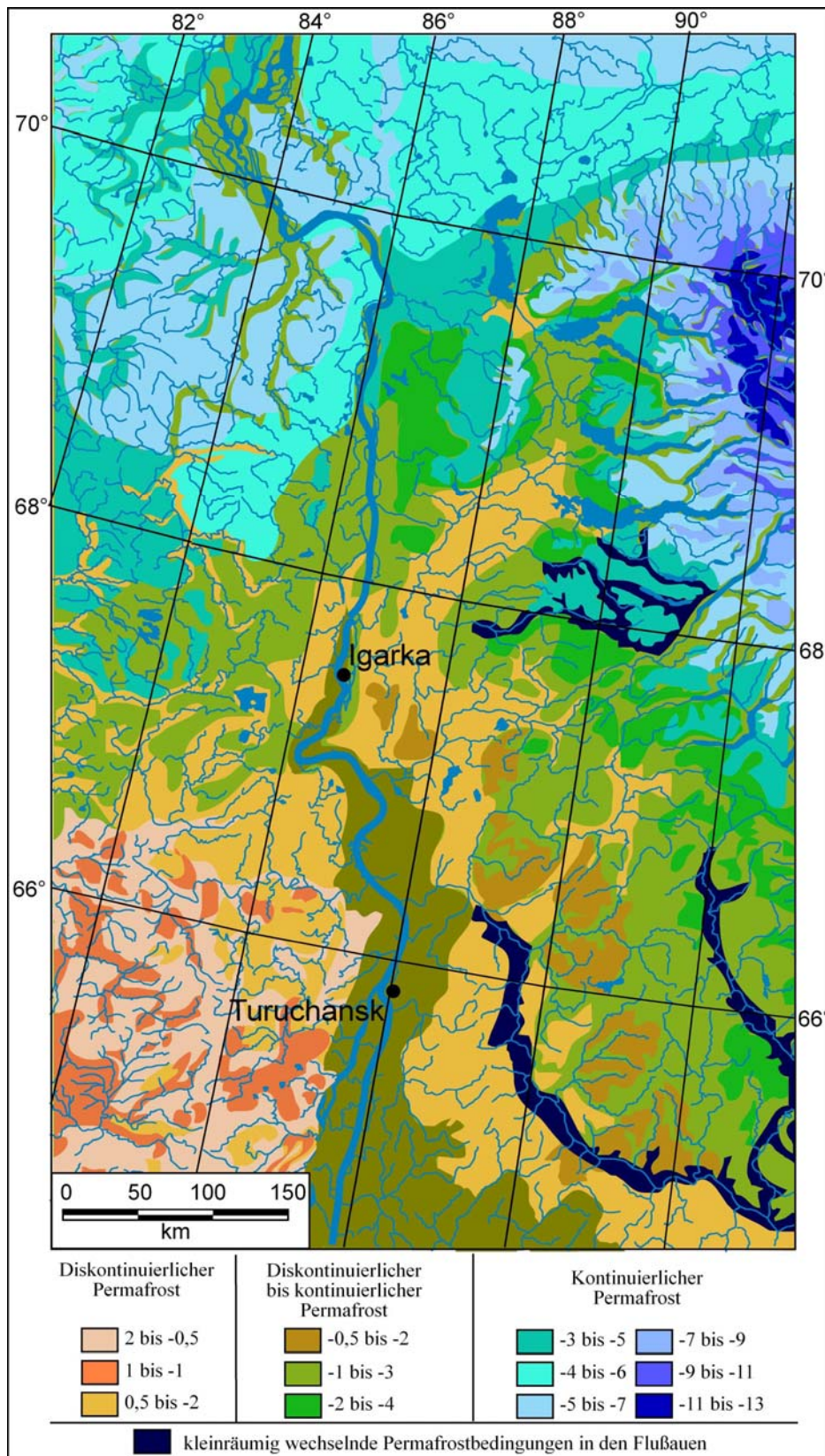


Abb. 4.2: Karte der Bodentemperaturen des Unteren Jenissej. Angaben in °C an der unteren Basis der Auftauschicht (Grundlage: Permafrostkarte der Sowjetunion 1:2.500.000; verändert nach JERSCHOV, 1991).

Die detaillierte Karte der Bodentemperaturen (Abb. 4.2) weist auf Grundlage von Gesteinstemperaturen eine weite Übergangszone vom diskontinuierlichen zum kontinuierlichen Permafrost zwischen Turuchansk und Igarka aus, so daß im Großraum Turuchansk von einem diskontinuierlichen Verteilungsmuster ausgegangen werden kann.

Nach Angaben von KARPOV & BARANOVSKIJ (1996) erreicht die Permafrosttiefe nördlich von Igarka 200 m bei einer maximalen sommerlichen Auftautiefe von 0,8 m, während südlich von Turuchansk 50 m als maximale Mächtigkeit bei einer Auftauschicht von 2,0 m als charakteristisch gelten. Die thermische Nullamplitude der Dauerfrostbodentemperatur befinden sich bei Igarka im Bereich zwischen -1 und -3°C und bei Turuchansk zwischen -0,5 und -2°C (JERSCHOV, 1991).

Aus genetischer Sicht befindet sich das Untersuchungsgebiet in einem Übergangsbereich zwischen dem ostsibirischen Permafrost, welcher sich im Gleichgewicht mit den heutigen klimatischen Bedingungen befindet, sowie dem teilweise reliktsichen westsibirischen Permafrost (ASTAKHOV & ISAJEVA, 1985).

Da die großen sibirischen Ströme aufgrund ihrer großen Wassermassen regelhaft einen Talik im Untergrund verursachen, kann für die flußnahen Bereiche der eigenen Untersuchungsgebiete zumindest stellenweise das Fehlen von Permafrost erwartet werden. So beeinflußt im Untersuchungsgebiet Igarka die Entfernung vom Jenissej die Permafrosttiefe maßgeblich. Als Folge des Talikeinflusses konnte im Uferbereich und an den Hängen des hier einmündenden Baches ebenfalls bis in sechs Meter Tiefe kein Permafrost detektiert werden. In den flußfernen ebenen Plateaus stand er dagegen meist schon in einer Tiefe von 40 cm an.

Für die geplanten bodenkundlichen Detailaufnahmen erschien es angesichts der unterschiedlichen Permafrostregime sinnvoll, eine prinzipielle Vorstellung von den Bodentemperaturen an verschiedenen Standorten zu bekommen.

Abbildung 4.3 zeigt den saisonalen Temperaturverlauf vom Sommer 2002 bis zum „Frühjahr“ 2003 an zwei unterschiedlichen Standorten im Untersuchungsgebiet Igarka. Profil P2 befindet sich in Hanglage in Nähe des in den Jenissej einmündenden Baches. Profil P5 stellt dagegen den typischen Standort auf einem ebenen rückwärtigen Plateau

dar, welches sich nicht mehr im Einflußbereich des Taliks befindet (siehe Kapitel 6.1). Auffallend sind die ausgeprägteren Temperaturamplituden bei Profil P2. Im Vergleich zum Profil P5 werden sowohl höhere Temperaturen im Sommer als auch geringere Temperaturen im Winter gemessen.

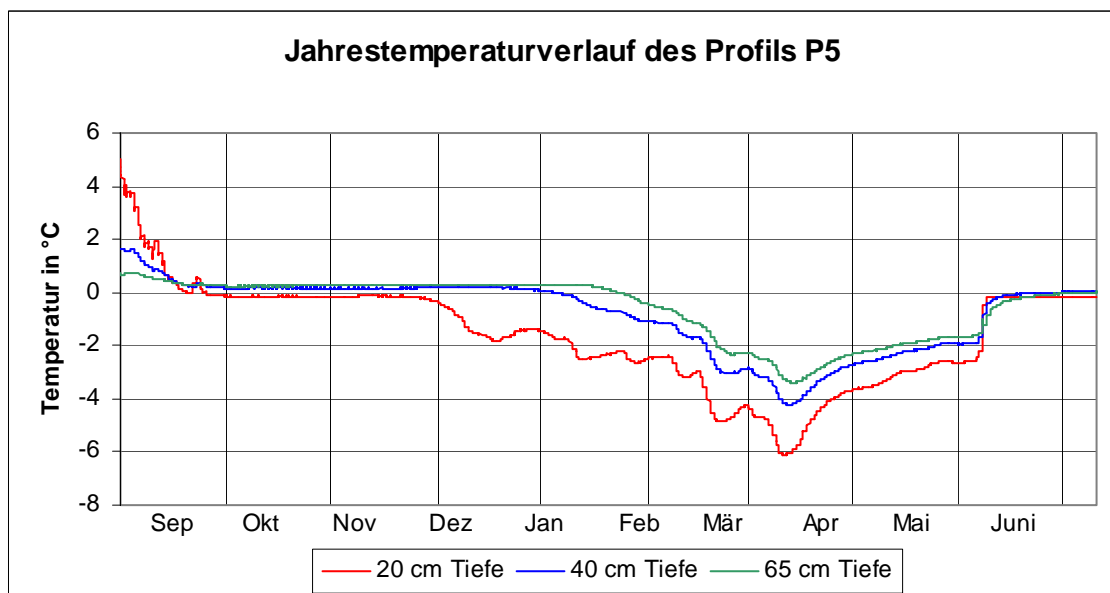
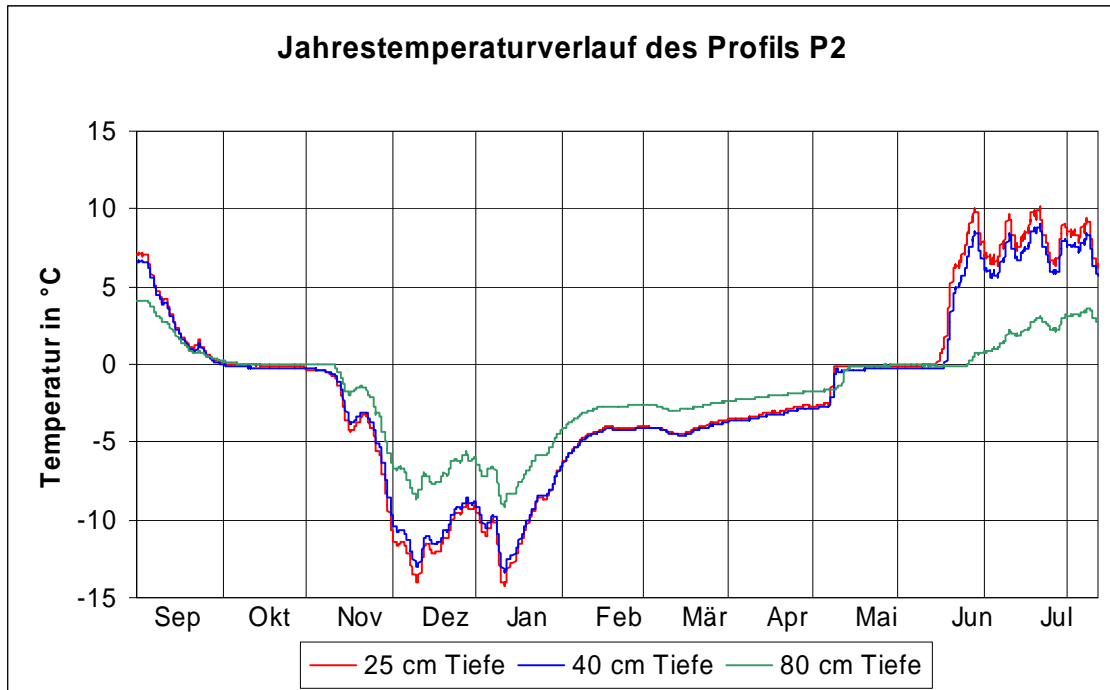


Abb. 4.3: Jahrestemperaturverlauf 2002/2003 in den Profilen P2 und P5 (Quelle: eigene Messungen mit eingegrabenen Temperaturloggern).

Dies beruht vorwiegend auf der Mächtigkeit der organischen Auflage (Abb. 4.4) in den Mooren und auf den Plateaus. Hier reicht der Permafrost aufgrund der starken Isolationswirkung der organischen Substanz bis nahe an die Erdoberfläche.



Abb. 4.4: Organische Auflage bei Profil P5.

4.3 Vegetation

Die Vegetationsgürtel im unteren Jenissejtal entsprechen weitgehend der zonalen Gliederung in der westsibirischen Tiefebene. Im Verlauf des untersuchten Transsektivs (siehe Abb. 4.5) werden die Vegetationszonen der mittleren Taiga (Testgebiet Tatarsk), der nördlichen Taiga (Testgebiet Turuchansk) und der tundrennahen Wälder (Testgebiet Igarka) erfaßt (vgl. STAKANOV, 2002). Entlang des Jenissej in Richtung Norden werden die Waldbestände lichter und konzentrieren sich ab den tundrennahen Wäldern auf den Uferbereich. Nördlich von Igarka repräsentiert die *Larix sibirica* die einzige Baumart.

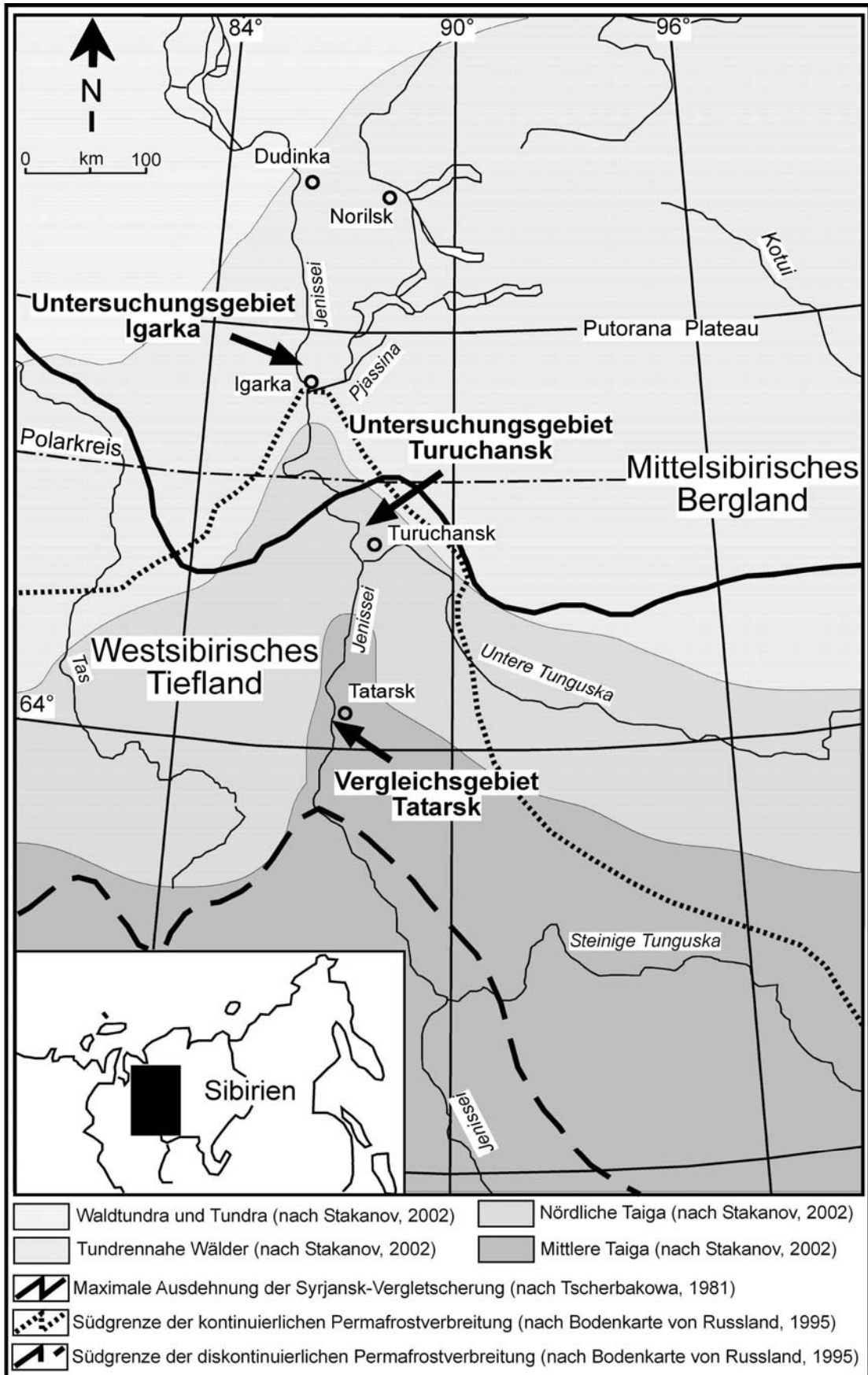


Abb. 4.5: Lage des Untersuchungsgebietes in den unterschiedlichen Vegetationszonen (eigene Kompilation auf Basis der angegebenen Literatur und Karten).

In der relativ artenarmen sibirischen Taiga lassen sich die drei Testgebiete vor allem über das Landschaftsmuster und die Ausbildungsform der Baumschicht unterscheiden:

- Das nördliche Untersuchungsgebiet bei Igarka (im folgenden auch „Untersuchungsgebiet Igarka“) zählt nach der geobotanischen Gliederung Mittelsibiriens zu den tundrennahen Wäldern (STAKANOV, 2002).

Die Gesamtlandschaft weist hier ein recht markantes Vegetationsmosaik auf, welches auch das eigene Testgebiet prägt. In Jenissejnähe und an den Hängen des Bachtals wird der Waldbestand vor allem von *Larix sibirica*, *Picea obovata* und *Pinus sibirica* dominiert. Mit zunehmender Entfernung vom Einflußbereich des Flußtaliks werden die Wälder lichter, bis der Waldbestand auf dem rückwärtigen Plateaus völlig fehlt. Hier dominieren in der Landschaft großflächig verbreitete Hochmoore.

- Weiter südlich schließt sich die nördliche Taiga an. Hier wurde in der Nähe von Turuchansk das mittlere Untersuchungsgebiet eingerichtet (im weiteren auch „Untersuchungsgebiet Turuchansk“). Die räumliche Vegetationsverteilung ist im wesentlichen homogen mit einem dichten Wald, der sich vom Jenissejufer bis zum rückwärtigen Wasserscheidenbereich erstreckt. Es treten die gleichen Baumarten auf wie in den tundrennahen Wäldern, jedoch sind die einzelnen Bäume wesentlich höher.
- Das Vergleichsgebiet in der Nähe der Stadt Tatarsk befindet sich bereits in der mittleren Taiga (nachstehend auch „Vergleichsgebiet Tatarsk“). Hier wird die Vegetation noch stärker von Bäumen dominiert. Im Unterwuchs zeigen sich schon vereinzelt Laubbäume wie *Tilia cordata*.

5. Geologisch-morphologische Untersuchungen entlang der Karginer Terrasse

5.1 Allgemeine Aspekte

Das engere Untersuchungsgebiet liegt zwischen zwei orographischen und tektonischen Großeinheiten Eurasiens, deren Grenze im Jenissejtal verläuft. Das östlich des Jenissej aufragende mittelsibirische Bergland gehört als Teil der Sibirischen Plattform im Sinne von DOLGINOV & KROPATSCHOJOV (1994) zu den großen präkambrisch gefalteten Gebieten Eurasiens. Östlich des Jenissej treten diese ältesten Gesteine der Region in einer schmalen Zone zwischen Igarka und Turuchansk zutage (Abb. 5.1). An diesem Westrand des mittelsibirischen Berglandes (Jenissej-Hebungsgebiet) waren die neotektonischen Hebungsbeträge deutlich höher als im Zentrum (FRANZ, 1973: 287/288).

Weitverbreitet im Deckgebirge der mittelsibirischen Tafel sind vulkanische Trappdecken infolge der frühmesozoischen Aktivierung alter Bruchzonen, welche in Abbildung 5.1 weitgehend mit der Triasformation gleichzusetzen sind. In dieser Phase wurde die Herausbildung der heutigen Struktur der mittelsibirischen Tafel abgeschlossen. Die Jura- und Kreideablagerungen besitzen vorwiegend flachmarinen Charakter. Quartäre Sedimente sind in diesem Bergland auf die schmalen und tiefen Täler beschränkt, welche dem östlichen Rückland des Jenissej den Charakter einer erosiv dicht zerschnittenen Hochfläche verleihen.

Beim westlich anschließenden westsibirischen Tiefland wirkt sich das vorwiegend paläozoische Grundgebirge nicht auf die Oberflächenformen aus. Auch die mehrere Kilometer mächtigen mesozoisch-tertiären Sedimentfolgen des Deckgebirges beißen nur stellenweise an der Oberfläche aus (Abb. 5.1). Oberflächennahe Sedimente und Relief werden im südlichen Abschnitt von mittelpleistozänen, im nördlichen stärker von jungpleistozänen Ablagerungen beherrscht. Die eigenen Testgebiete und deren Umland werden ebenfalls von Glazialsedimenten bestimmt, so daß sich die weiteren geomorphologischen Betrachtungen auf die glazialmorphologische Komponente konzentrieren.

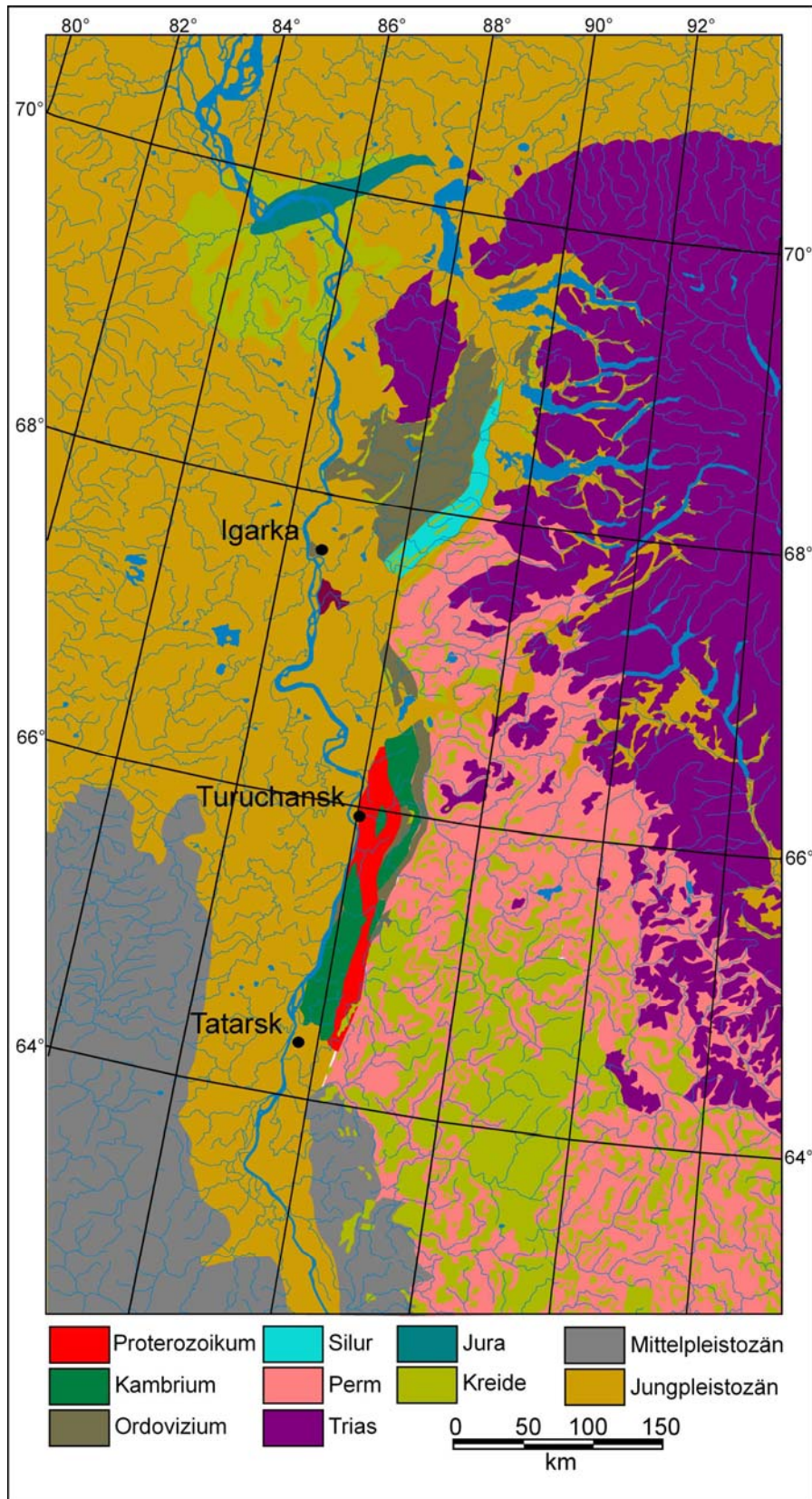


Abb. 5.1: Geologische Formationen des weiteren Untersuchungsgebietes am Unteren Jenissej (Grundlage: Geologische Karte der Sowjetunion 1:2.500.000; verändert nach NALIVKIN, 1956).

Die jüngere morphologische Entwicklung im Jenissejtal wurde eindeutig von den nordsibirischen Vergletscherungen geprägt, deren Umfang und Anzahl zwar umstritten ist, deren zeitweise flächenhafter Charakter aber in neueren Bearbeitungen nicht mehr angezweifelt wird (GROSSWALD, 1980; ARKHIPOV et al., 1986). Die Gletscher der Samarov- und Tasovkaltzeit sind im Mittelpleistozän in breiter Front bis zum 60. Breitengrad vorgestoßen. Während der ersten jungpleistozänen Vereisung (Syrjansk) kamen die Gletscher offenbar nur noch bis auf Höhe des Polarkreises (vgl. Abb. 4.5). Die zweite jungpleistozäne Vereisung (Sartansk) beschränkte sich vermutlich auf Talgletscher im Putoranaplateau sowie eventuell auch auf das Jenissejmündungsgebiet (ASTAKHOV & ISAJEVA, 1985).

Fluviatile Sedimente im Bereich der Flußmündung des Jenissej enthielten eingelagerte Hölzer, welche über Radiokarbondatierungen eine Datierung der zwischenliegenden Karga-Warmzeit auf 30.000-40.000 Jahre ermöglichten (KIND, 1974). Da die unteren Abschnitte des östlichen Jenissej-Steilufers Hauptfundstelle dieser interstadial/interglazialen Funde waren, wurden die zugehörigen Verebnungen bis Turuchansk als Karginer Terrasse bezeichnet.

Vor allem die Gletscher der Syrjanskzeit und ihre Abschmelzphase mit folgender Wärmeschwankung sind somit für die Morphologie im eigenen Untersuchungsgebiet verantwortlich. Russische Geomorphologen stimmen darin überein, daß die äußeren Endmoränen etwa auf halbem Weg zwischen Igarka und Turuchansk am Polarkreis liegen.

Im nördlichen Untersuchungsgebiet sind daher noch Sedimente glazigenen Ursprungs zu erwarten, während im südlichen Untersuchungsgebiet bei Turuchansk der Untergrund nur noch von glazifluviatilen Sedimenten gebildet werden kann.

Insgesamt reduziert sich die Gesamtmächtigkeit der quartären Ablagerungen im Jenissejtal von ungefähr 400m am Polarmeer auf 100m bei Igarka. Flußaufwärts werden sie dann lückenhaft und streichen südlich von Turuchansk völlig aus (TUMEL, 1988).

5.2 Geomorphologische Detailkartierung im engeren Untersuchungsgebiet

Die Auswahl der eigenen Untersuchungsgebiete orientierte sich an den oben genannten Verebnungen auf der Ostseite des Jenissej, welche seit SACHS (1948) gewöhnlich als „Karginer Terrasse“ zusammengefaßt werden (vgl. Abb. 5.2). Diese können nach eigenen Geländebegehungen und Kartenauswertungen bis zu sechs Kilometer Breite erreichen.

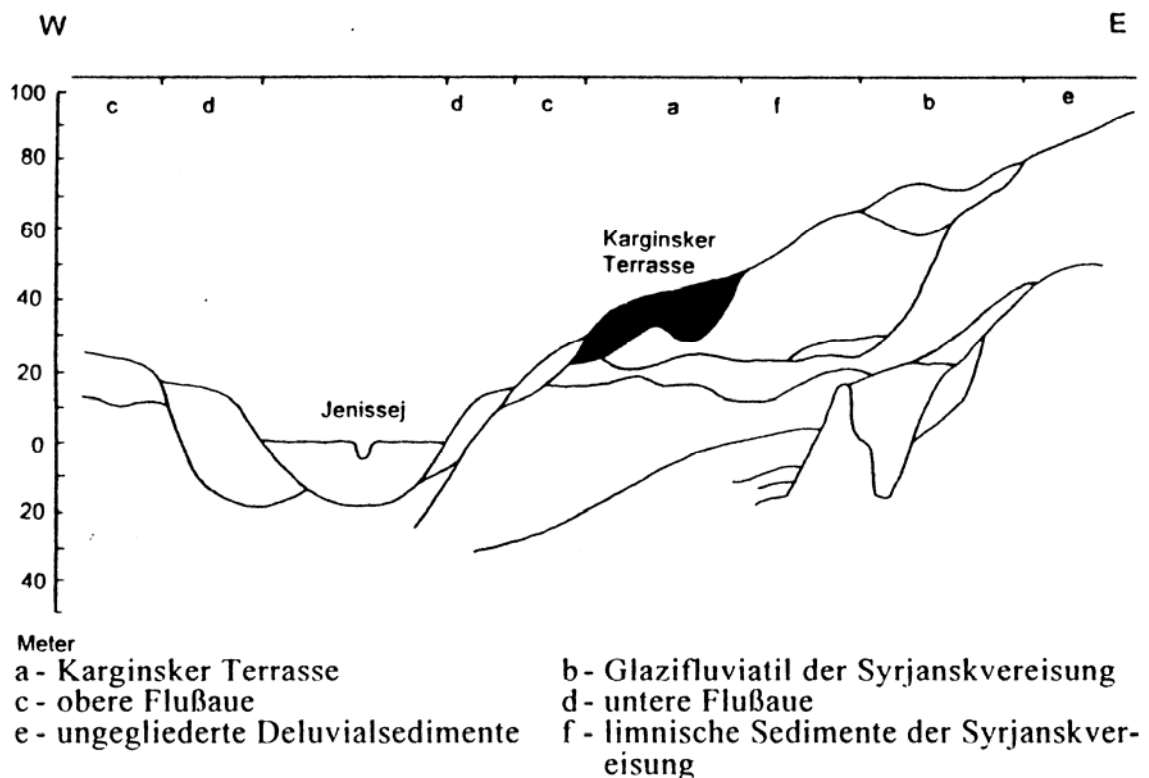


Abb. 5.2: Lagerungsverhältnisse des Quartärs in einem Profil durch das Untere Jenissejtal bei Igarka (nach BUSSEMER & GUGGENBERGER, 1998: 141).

Die Verebnungen auf der Ostseite des Jenissej erreichen in den eigenen Untersuchungsgebieten Höhen von etwa 50 m Meereshöhe, in die sich Bäche markant eingeschnitten haben. Die geologisch-morphologischen Verhältnisse dieser Testareale konnten neben der Aufnahme des Jenissejkliffs mit Hilfe von Bohrprofilen, welche quer zum Bachverlauf angelegt wurden, repräsentativ erfaßt werden.

Im nördlichen Untersuchungsgebiet Igarka steigt die Geländeoberfläche vom spät-sommerlichen Flußniveau bei 4 m über NN bis auf über 30 m über NN in den weiten

rückwärtigen Plateaus an (siehe Abb. 6.1). Die Kartierung ergab auch auf der eigentlichen Karginsker Terrasse einen sehr kleinräumigen Wechsel unterschiedlicher glazialer und periglazialer Fazies.

Abgesehen von den periglazialen Decksedimenten wurden im tieferen Untergrund von Grundmoränen über ‚waterlain tills‘, Blockstreu, Sandersande bis hin zu rhythmisch geschichteten Staubeckenablagerungen verschiedenste Glazialsedimente erbohrt, welche in ihrer kleingekammerten Verzahnung auf das Abtaugeschehen an einer Eisrandlage oder auf eine Niedertaulandschaft hinweisen. Dies wird durch die zum Teil hohen Kalkgehalte der Ablagerungen gestützt.



Abb. 5.3: Das Ufer des Jenissej im Bereich des Untersuchungsgebietes Igarka.

Diese Befundlage steht jedoch im Widerspruch zur traditionellen Vorstellung von einer durchgehenden interstadial-fluviatilen Terrasse, welche SACHS (1948) an der Jenissejmündung postulierte. Die sedimentologischen Verhältnisse lassen somit Zweifel an der Ausbildung eines einheitlichen Karginsker Terrassenkörpers zu. Gleiches wurde auch von MANGERUD, ASTAKHOV & SVENDSEN (2002) nach großräumigen Kartierungen am

Unteren Jenissej formuliert. Diese Zweifel werden von der eigenen Beobachtung deutlich unterschiedlicher Höhenverhältnisse auf den rückwärtigen Plateaus gestützt.

Insofern sollte der locus typicus der Karga-Warmzeit mit seinem Terrassenkörper im Jenissej-Mündungsgebiet geomorphologisch separat von den eigenen Testarealen betrachtet werden. Seine Datierung wird aufgrund des damaligen Einsatzes der konventionellen 14-C-Methode in ihrem Grenzbereich von 30.000 bis 40.000 Jahren bei zukünftigen Neubearbeitungen wahrscheinlich noch Korrekturen erfahren.

Auf die weiteren periglazialmorphologischen und bodenkundlichen Beobachtungen hat diese chronostratigraphische Problematik jedoch keinen Einfluß. Insofern wird die Bezeichnung Karginsker Terrasse für die ersten Verebnungen über Flußaue auf der Jenissej-Ostseite beibehalten.



Abb. 5.4: Die Karginsker Terrasse bei Turuchansk
(Wasserspiegel des Jenissej in 5 m, Höhe der Terrassenoberfläche 35 m über NN).

Im südlichen Untersuchungsgebiet bei Turuchansk ist die Höhendifferenz zwischen dem Jenissej und der Karginsker Terrasse deutlich größer. Der spätsommerliche Wasserspiegel befindet sich am Ufer bei 5 m über NN. In den rückwärtigen Wasserscheiden steigt die Karginsker Terrasse auf über 35 m über NN an (siehe Abb. 6.22).

Hier wurden unter den periglazialen Decksedimenten ausschließlich geschichtete Schmelzwassersande und -kiese mit einer Mächtigkeit von mehreren Dekametern vorgefunden. Am Kliff selbst konnte zudem eine weite Horizontalerstreckung der einzelnen Schichten nachgewiesen werden. Der gesamte Schichtenverbund ist kalkfrei und läßt keine größeren Geschiebe im Sinne von Erratica erkennen. Alle feststellbaren Details deuten auf ein großräumiges glazifluviatiles Formungsgeschehen relativ fern einer Eisrandlage hin.

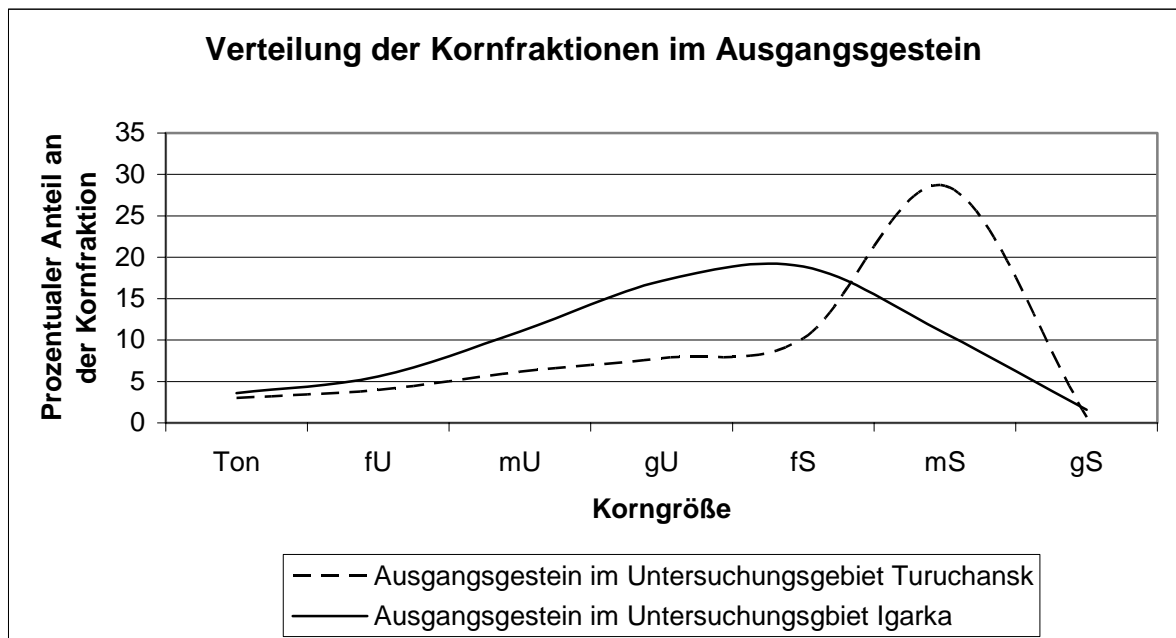


Abb. 5.5: Korngrößenverteilung (gemittelte Werte aller Proben) im Ausgangsgestein der beiden Untersuchungsgebiete Igarka und Turuchansk im Vergleich.

Abbildung 5.5 verdeutlicht die unterschiedlichen sedimentologischen Verhältnisse anhand der gemittelten Kornverteilungen des glazialen Untergrunds. Grundlage für diese Berechnung stellen die Mittelwerte der zahlreichen Proben aus Bohrungen und Schürfungen in den beiden Testgebieten dar.

Im Untersuchungsgebiet Igarka ist ein Maximum in den Fraktionen Grobschluff und Feinsand sichtbar. Dennoch sind die Kornfraktionen im Vergleich zum Untersuchungs-

gebiet Turuchansk relativ gleichmäßig über das ganze Spektrum verteilt. Dies ist für schlecht sortiertes Moränenmaterial typisch. Die Kurve für das Untersuchungsgebiet Turuchansk zeigt dagegen bei deutlich besserer Sortierung ein absolutes Maximum beim Mittelsand, welches für Schmelzwassersande charakteristisch ist.

Im weiteren Untersuchungsgebiet läßt sich somit eine syrjanskzeitliche Entstehung dieses eisrandnahen Sedimentationskomplexes (Igarka) mit vorgelagerter Schmelzwasserebene (Turuchansk) annehmen.

5.3 Rezent es und relik tisches Periglazial

5.3.1 Allgemeine und methodische Aspekte

Aufgrund der rezenten Permafrostverbreitung im weiteren boreoperiglazialen Untersuchungsgebiet (Abb. 4.2) richtete sich das Hauptaugenmerk der eigenen Untersuchungen von vornherein auf diesen zentralen Faktor der hochkontinentalen Bodenbildungsprozesse.

Weit weniger bekannt sind Ausbildung und geomorphologisch-pedologische Bedeutung des jungpleistozänen Permafrostes in den extraglazialen Bereichen der Sartanskvereisung, dessen Sedimente im weiteren als relik tische Periglazialablagerungen bezeichnet werden. Am ausführlichsten sind Decksedimente in Sibirien vor allem von KONYCHEV (1981) für das Zentraljakutische Becken bearbeitet und als „lößähnliche“ Ablagerungen eingestuft worden. Als gesichert gilt, daß sich die südliche Lößsteppe und die polare Tundra in dieser Phase vereinigten und nur minimale Waldgebiete in Sibirien existiert haben (FRENZEL, 1959).

Wie vorangehend schon angemerkt, ergaben die eigenen Sondierungen schon nach wenigen Profilaufnahmen eine komplizierte Überlagerung rezenter und relik tischer Periglazialphänomene. Der glaziale Untergrund wird nicht nur von einer geschlossenen Decksedimentdecke mit unterschiedlichen Fazies überkleidet. Im nördlichen Testgebiet werden die relik tischen Ablagerungen unabhängig von ihrem eigenen Verbreitungsmuster von rezentem Permafrost durchsetzt. Ähnlich wie in mitteleuropäischen Moränen-

landschaften bilden die Glazialsedimente somit nicht das unmittelbare Ausgangssubstrat für die Bodenbildung.

Die eigene Bearbeitung des rezenten Dauerfrostbodens fand während der maximalen Ausbildung der Auftauzone im August statt. Somit konnte die Permafrost-Obergrenze problemlos erfaßt werden. Teilweise wurde im Rahmen der technischen Möglichkeiten in den rezenten Permafrost hineingebohrt, um den Aufbau reliktscher Deckschichten möglichst vollständig zu erfassen. Großflächig wurden in allen Testgebieten verschiedene periglaziale Fazies als Ausgangsgestein der Bodenbildung eingehend kartiert, analysiert und klassifiziert (siehe auch Kapitel 6 & 7).

5.3.2 Nördliches Untersuchungsgebiet bei Igarka

In der Zone kontinuierlichen Permafrostes nördlich von Igarka kann der Jenissej-Talik als Ausnahmesituation gelten. Sowohl bei den Grabungen am Kliff als auch bei den Bohrungen entlang der Bachläufe wurde bis zu einer Tiefe von sechs Metern kein Permafrost angetroffen. Auf den Zwischenebenen wurde Permafrost schon teilweise unterhalb von zwei Metern erfaßt. In rückwärtigen Wasserscheidengebieten hingegen kam Permafrost flächenhaft bereits in wenigen Dezimetern (~ 40 cm) Tiefe zum Vorschein. Zahlreiche Thufure und Palsen zeugen von einer Oberflächenwirksamkeit des Permafrosts im Bereich dieser rückwärtigen Offenländer. Dabei hat sich jedoch eine geschlossene Grasnarbe erhalten, so daß hier rezent keine lateralen Stoffverlagerungen stattfinden. Auch Ansätze echter Strukturböden sind auf der Karginsker Terrasse erst deutlich weiter nördlich zu finden. BUSSEMER & GUGGENBERGER (1998) haben dieses Phänomen bei Potapowo (69°N) beschrieben.

Die mächtigen Deckserien beweisen, daß während der letzten Kälteschwankung deren Bildungsmilieu weit verbreitet war. Schon im Feldbefund weisen die Deckserien verschiedene Fazies auf, wobei äolische und solifluidale Komponenten offenbar dominierten. Ihre Fixierung erfolgte vermutlich mit dem Einwandern der Waldvegetation im Bereich der Uferstreifen bzw. der Strauchvegetation auf den Plateaus.

5.3.3 Südliches Untersuchungsgebiet bei Turuchansk

Im Untersuchungsgebiet Turuchansk ist der Einfluß des Taliks offenbar ebenfalls von Bedeutung. In der näheren Umgebung des Uferbereiches konnte bis in sechs Meter Tiefe nirgendwo rezenter Permafrost erbohrt werden. Es konnte jedoch nicht geklärt werden, ob zonaler rezenter Permafrost in größerer Entfernung vom Ufer (> 200 m) vorkommt.

Resultierend läßt sich für die weiterführenden Betrachtungen feststellen, daß eine weitflächige und intensive Permafrostverbreitung mit Reliefüberformung zur Zeit der letzten großen Vereisung (Sartansk) in allen Testgebieten gesichert ist. Die Bodenbildung aller Testareale findet somit in reliktschen Decksedimenten statt. Rezenter Permafrost beeinflußt diese Prozesse nur im nördlichen Testgebiet. Dort repräsentiert der Talik den einzigen Standort mit terrestrischer Bodenbildung.

6. Profilbeschreibungen

6.1 Bodengeographische Beschreibung des nördlichen Untersuchungsgebietes bei Igarka

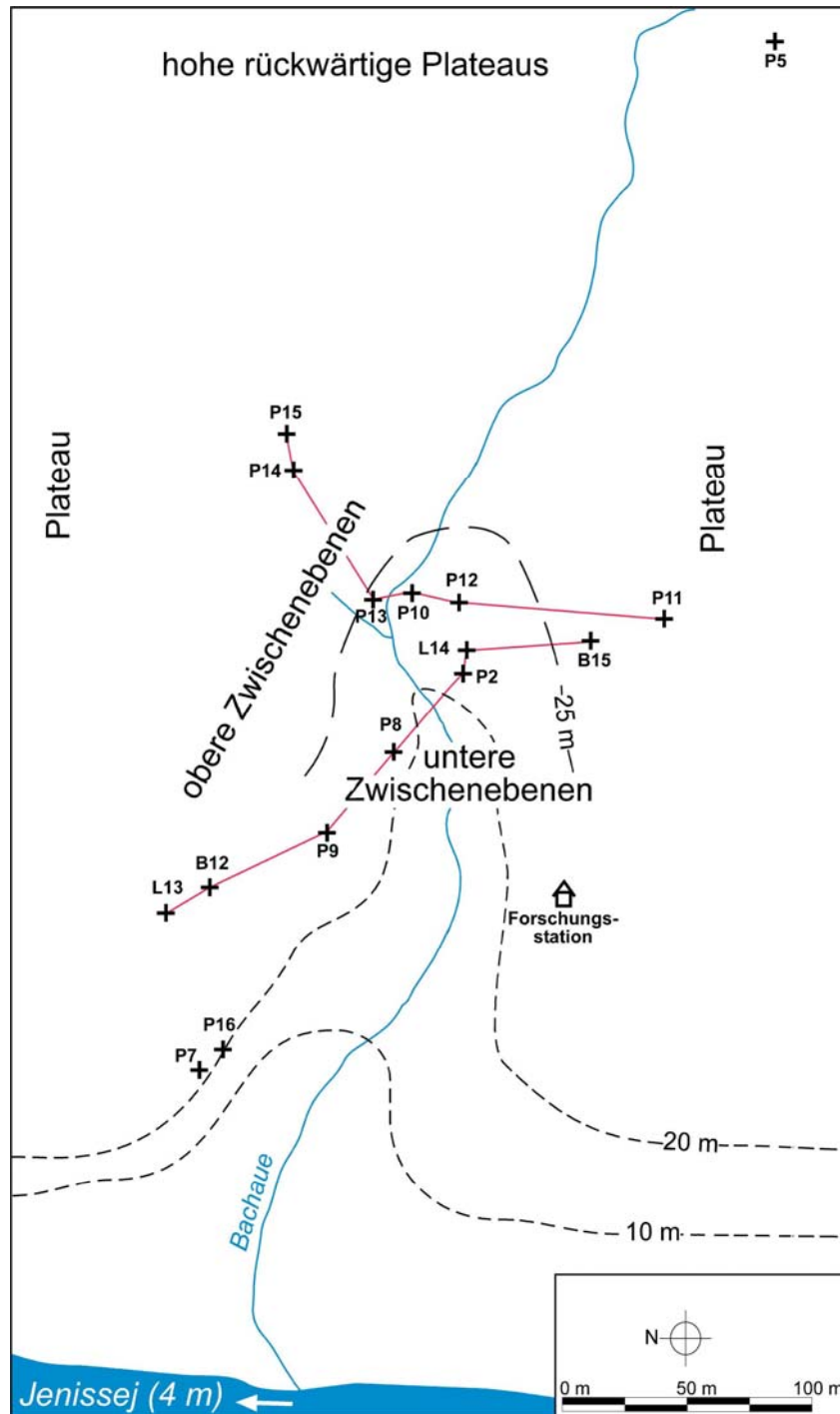


Abb. 6.1: Das nördliche Untersuchungsgebiet bei Igarka mit den beiden Transekten.

In diesem Untersuchungsgebiet wurde versucht, quer zum Bach zwei Transsekte nach dem Catenaprinzip anzulegen, welche sämtliche in der Landschaft vorhandenen Standorte erfassen sollten (siehe Abb. 6.1).

6.1.1 Das westliche Transsekt

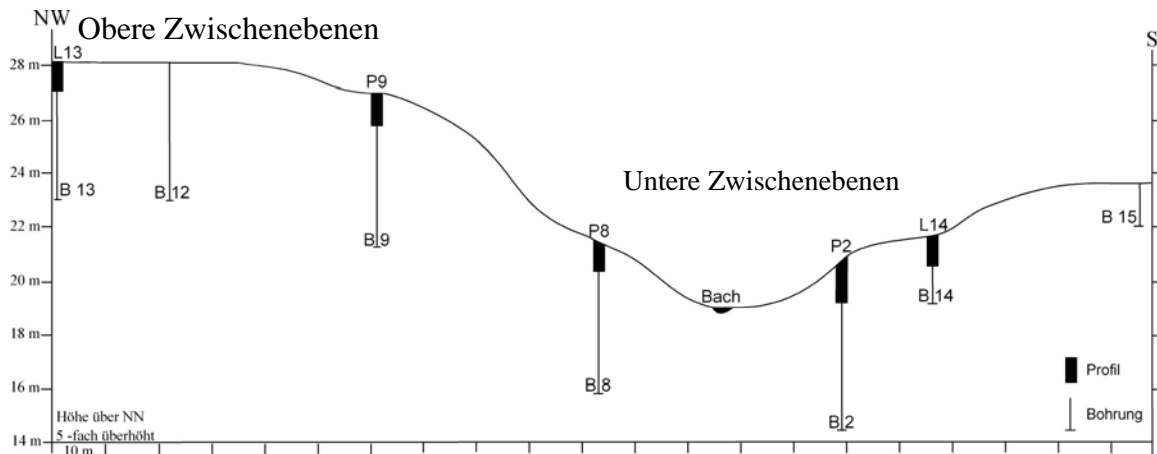


Abb. 6.2: Das westliche Transsekt.

Das westliche Transsekt (zur Lage siehe Abb. 6.2) beginnt mit dem Profil L13 (siehe Abb. 6.3 und die entsprechende Legende im Anhang Abb. 9.2) in den höchsten Bereichen des Untersuchungsgebietes. Bedingt durch den Einfluß des Taliks konnte hier in 450 cm Tiefe noch kein Permafrost erbohrt werden.

Aus sedimentologischer Sicht handelt es sich um ein geschichtetes Profil, dessen liegende Moräne von einer fast drei Meter mächtigen Lößlehmauflage bedeckt wird. Die pedogenetisch „unwirksame“ Moräne besitzt die typische gleichmäßige Verteilung aller Kornfraktionen. Ihr hangender Übergang zum Decksediment wird von einer sprunghaften Erhöhung der Schluffgehalte begleitet. Der Lößlehm zeichnet sich gegenüber der Moräne außerdem durch geringere Kalkgehalte und Skelettfreiheit aus. Intern weist er außerdem nach unten kontinuierlich zunehmende Schluffgehalte auf. Dadurch wird ein Stauwasserregime mit entsprechender Fleckung verursacht, weshalb der Boden als Pseudogley zu klassifizieren ist.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N
L 13/1	15	Ah	0	5.1	10 YR 2/2	0.84	0.32	0.38	51.2	72.7	6.30	0.30	21
L 13/2	22	Ah-Sw	0	5.1	10 YR 4/2	0.43	0.21	0.49	38.4	86.5	0.71	0.04	19
L 13/3	40	Sw	6.0	6.5	2.5 YR 4/4	0.63	0.22	0.36	-	-	0.64	0.05	14
L 13/4	90	II Sd	5.5	7.3	10 YR 4/3	0.87	0.36	0.42	-	-	1.22	0.08	14
B 13/3	450	C	13.8	7.9	2.5 YR 3/2	0.33	0.23	0.68	-	-	1.45	0.02	79

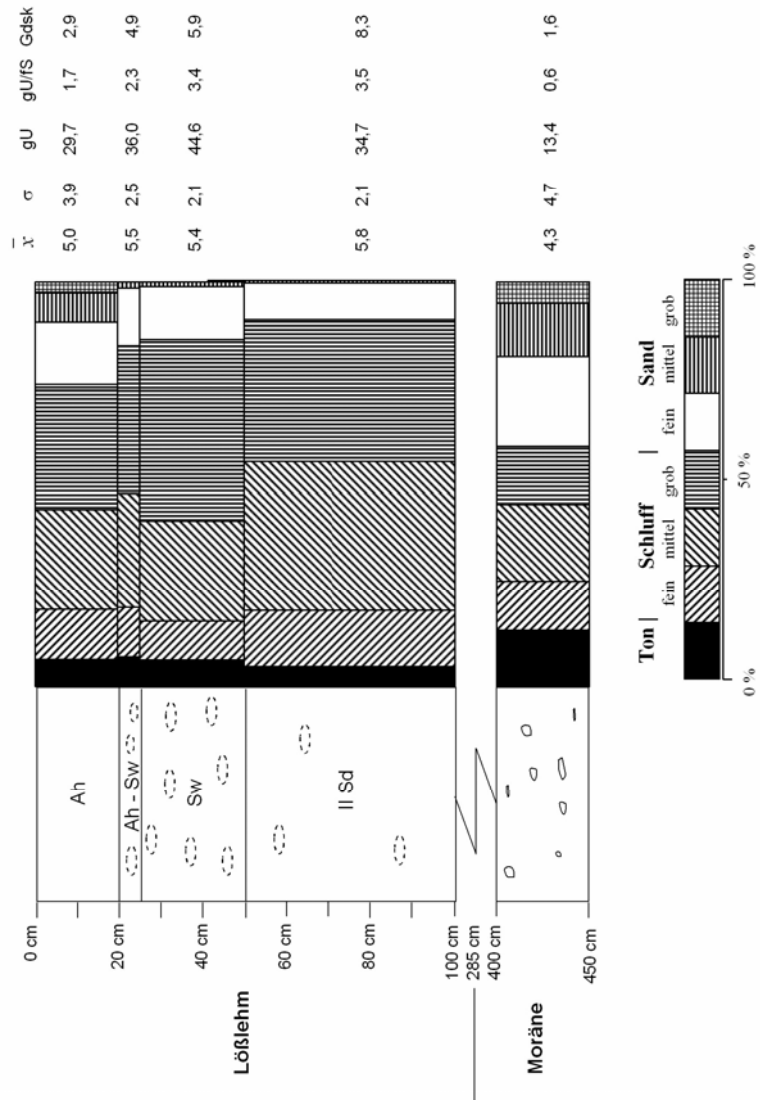


Abb. 6.3: Profil L13 - Pseudogley.

Die geringe Entkalkungstiefe weist auf eine relativ schwache chemische Verwitterung hin, die von den Analysen gestützt wird. Der Anstieg des oxalatlöslichen Eisens mit zunehmender Tiefe kann als analytisches Indiz für die Pseudovergleyung gelten.

Die Bohrung B12 (Abb. 6.4), welche etwa 20 m südlich des Profils L13 angelegt wurde, bestätigt diese Befunde. Auch bei diesem Pseudogley ist eine deutliche Rostfleckung zu erkennen, die bis in 160 cm Tiefe reicht. Die sedimentologische Zweiteilung von Profil L13 wird hier jedoch durch eine Dreiteilung abgelöst. Zwischen dem Lößlehm im Oberboden und der Moräne in der Basis befinden sich zwischen 160 cm und 260 cm glazifluviatile Nachschüttsande. Permafrost konnte bis in 440 cm Bohrtiefe auch hier nicht festgestellt werden. Bedingt durch die vergleichbare Position auf dem Plateau unterscheiden sich die Werte der Laboranalysen der beiden Profile nur unwesentlich voneinander.

Auf den darunter anschließenden Zwischenebenen und Hangbereichen ändert sich die Bodenentwicklung prinzipiell.

Standort auf der nächst tieferen „Ebene“ ist Profil P9 (Abb. 6.5). Liegendes ist ebenfalls eine Moräne, deren Körnung und Kalkgehalt derjenigen im vorangegangenen Profil ähneln. Im vorliegenden Fall wird die Moräne zusätzlich noch von dünnen Nachschüttsanden überlagert. Im Gegensatz zum vorangehend beschriebenen Profil ist die hangende periglaziale Deckserie nur einteilig ausgebildet. Am hohen Mittel- und Grobschluffanteil der Deckschicht kann der Übergang zu den darunter folgenden glazifluviatilen Sanden mit ihrer deutlichen Schichtung nachgewiesen werden.

Im Profil P9 tritt die erste typische Braunerde (nach AG BODENSYSTEMATIK, 1998) dieses Transsektes auf. Die hangenden Lößlehme sind zwar deutlich geringmächtiger als auf der Wasserscheide ausgebildet, besitzen aber intern ebenfalls eine relativ homogene Körnung. Die Entkalkungsgrenze reicht dabei nicht bis zur Basis des Lößlehms, sondern verläuft bei etwa 50 cm Tiefe entlang des Übergangs vom Cv- zum C-Horizont.

Die Bodenentwicklung erfolgte auch hier innerhalb der noch relativ mächtigen Deckschicht. Der sichtbare Verwitterungsbereich wird von den entkalkten Horizonten eingenommen, an deren Basis auch die Kronberg-Nesbitt-Koeffizienten einen deutlichen Anstieg verzeichnen. Eine Verlehmungstendenz wird innerhalb dieses

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N
B 12/1	200	C	5,7%	7,0	10 YR 4/3	-	-	-	-	-	1,11	0,08	14
B 12/2	240	C	13,6%	7,1	2,5 YR 3/3	-	-	-	-	-	0,36	0,04	9
B 12/3	280	C	15,5%	7,4	2,5 YR 4/2	-	-	-	-	-	1,63	0,03	64
B 12/4	420	C	5,6%	7,6	2,5 YR 3/2	-	-	-	-	-	1,34	0,03	50

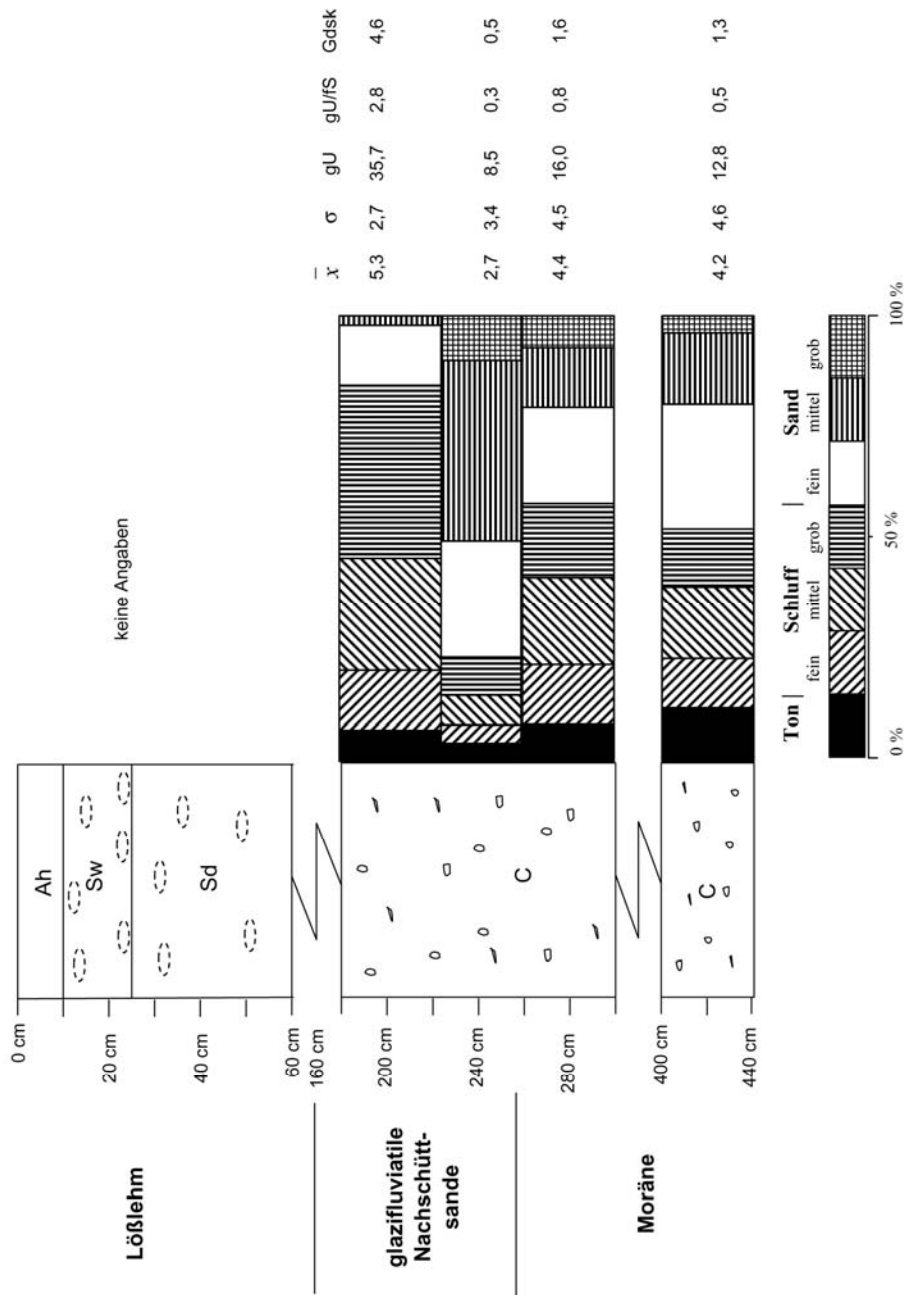


Abb. 6.4: Profil B12 – Pseudogley.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/l/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
P 9/5	5	Ah	0	4,8	10 YR 3/3	1,06	0,22	0,21	51,2	64,8	4,89	0,24	20	0,89	0,41
P 9/4	20	Bv	0	6,1	2,5 Y 3/3	1,18	0,23	0,19	53,8	87,7	2,24	0,15	15	0,89	0,42
P 9/3	40	Cv	0	6,3	10 YR 3/2	1,19	0,21	0,18	54	89,6	2,13	0,15	15	0,89	0,42
P 9/2	60	C	3,0	7,5	2,5 Y 4/4	0,91	0,21	0,23	-	-	-	-	-	0,89	0,45
P 9/1	100	II C	6,5	7,5	2,5 Y 4/3	0,76	0,21	0,28	-	-	-	-	-	0,91	0,66
B 9/1	450	II C	10,3	7,7	2,5 Y 4/2	-	-	-	-	-	-	-	-	0,91	0,65
B 9/2	570	II C	19,0	7,6	2,5 Y 4/3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,92	0,65

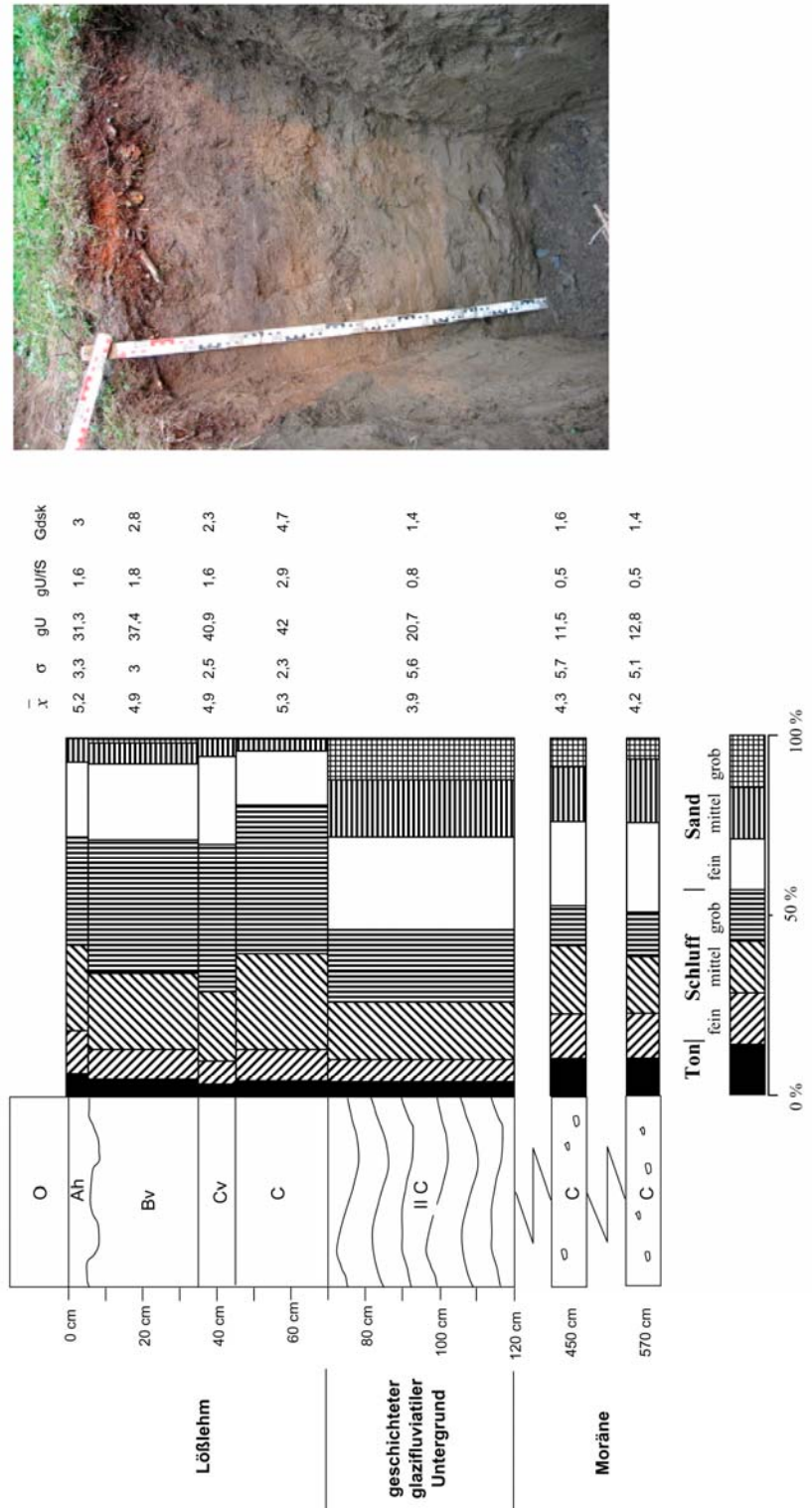


Abb. 6.5: Profil P9 – Braunerde.

Bereichs kaum sichtbar, dafür aber über das lösliche Eisen eine deutliche Verbraunung.

Sowohl die Basensättigung als auch der pH-Wert steigen zum Ausgangsmaterial hin kontinuierlich an und vollziehen hier einen deutlichen Sprung.

Ab einer Tiefe von 120 cm verteilen sich die Kornfraktionen gleichmäßig über das ganze Spektrum, wobei eine deutliche Zunahme des Tons auftritt. Darüber hinaus sind einzelne Steine und Kiese vorhanden. Dieses Verteilungsmuster setzt sich bis in eine Tiefe von 570 cm fort, das Sediment ist, wie bei den beiden vorhergehenden Profilen, als Moräne anzusprechen.

Auch dieses Profil ist permafrostfrei. Durch die Lage am Hang und der damit verbundenen besseren Abflußmöglichkeit konnten sich keine Vergleyungserscheinungen ausbilden.

Eine weitere Terrassenstufe niedriger wurde Profil P8 (Abb. 6.6) angelegt. Es zeigt eine hohe Ähnlichkeit mit Profil P9 und wurde ebenfalls als gut entwickelte (Norm-) Braunerde klassifiziert. In der zugehörigen Bohrung konnten bis zu einer Tiefe von 560 cm weder Permafrost noch hydromorphe Bodenmerkmale nachgewiesen werden. Die 60 cm mächtige reliktsche Deckserie ist mit einem hangenden skelettfreien Lößlehm und einer lößbeeinflußten Solifluktsdecke, die Kiese und Steine enthält, zweigliedrig aufgebaut. Sie zeigt mit zunehmender Tiefe eine kontinuierliche Abnahme des Ton- und Grobschluffgehalts. In 80 cm Tiefe werden die geschichteten Schmelzwassersande von der Moräne abgelöst, welche bis zu einer Tiefe von 560 cm erbohrt wurde.

Die Korngrößen sind in Profil P8 wieder gleichmäßiger über das gesamte Spektrum verteilt, der Tonanteil ist deutlich höher, und es lassen sich Kiese und Steine in allen Größen finden. Die Entkalkungstiefe entspricht in etwa der Deckschichtenmächtigkeit. Innerhalb der Deckserie weisen die Tongehalte auf eine Hauptverwitterungszone im Lößlehm hin, welche auch durch die Minima der Kronberg-Nesbitt-Koeffizienten angezeigt wird.

Wie die makroskopische Beschreibung weisen auch die weiteren Laborparameter auf eine Braunerde hin. Der Wert des pedogenen Eisens fällt deutlich und kontinuierlich zum Liegenden hin ab. Der pH-Wert steigt hingegen mit zunehmender Tiefe bis zur Moräne hin kontinuierlich an, was durch den Anstieg der Basensättigung im kalkfreien Profilverbereich bestätigt wird.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
P 8/7	5	Ah	0	5,4	10 YR 2/1	0,98	0,27	0,28	68,4	70,8	6,56	0,37	18	0,89	0,45
P 8/6	20	Bv	0	6,0	10 YR 4/2	0,79	0,25	0,32	51	81,2	1,34	0,08	18	0,89	0,43
P 8/5	40	II Cv	0	7,4	2,5 Y 4/3	0,58	0,21	0,36	53,2	85	0,44	0,04	11	0,90	0,47
P 8/4	65	III C	10,3	7,7	2,5 Y 3/3	0,59	0,17	0,29	-	-	-	-	-	0,91	0,56
P 8/3	70	III C	7,4	7,5	10 YR 4/3	0,41	0,17	0,41	-	-	-	-	-	0,89	0,48
P 8/2	85	C	9,2	7,8	2,5 Y 4/3	0,32	0,11	0,33	-	-	-	-	-	0,91	0,61
P 8/1	95	C	11,3	7,5	10 YR 4/2	0,18	0,16	0,90	-	-	-	-	-	0,91	0,62
B 8/1	345	C	4,4	7,4	2,5 Y 3/2	-	-	-	-	-	-	-	-	0,89	0,56
B 8/2	575	C	2,2	7,7	2,5 Y 3/1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,93	0,57

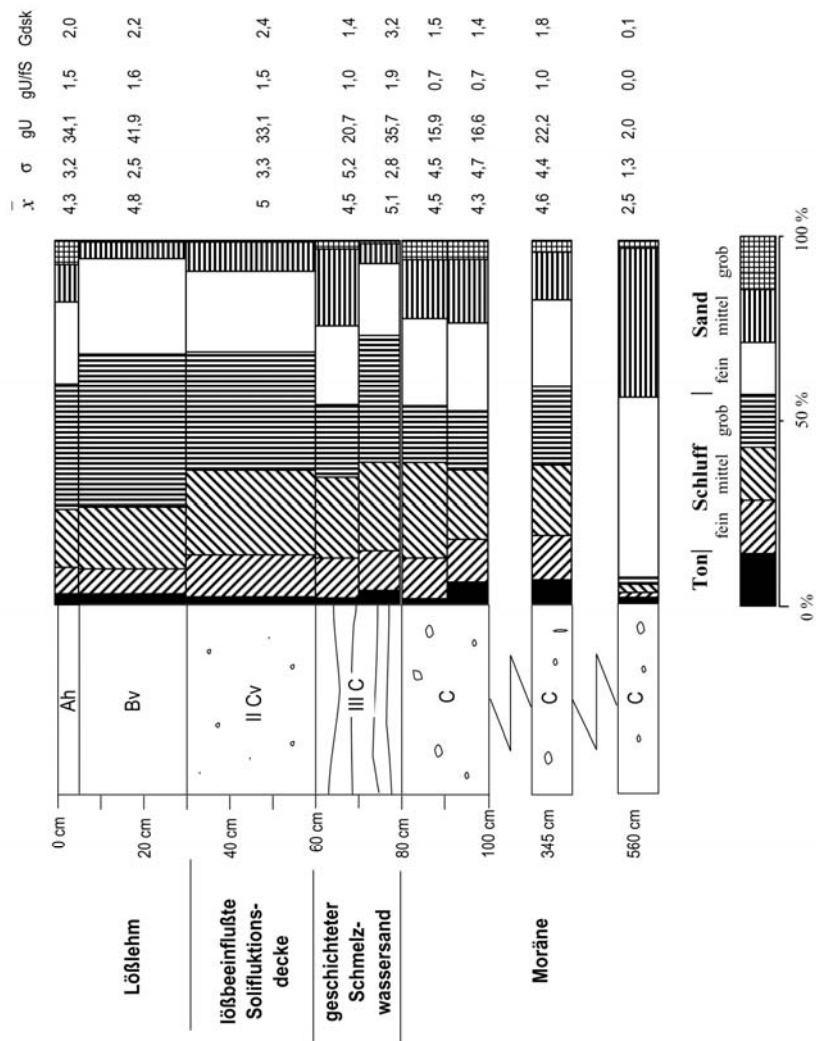


Abb. 6.6: Profil P8 – Braunerde.

Das am detailliertesten untersuchte Profil des westlichen Transsekts ist P2 (Abb. 6.7). Es kann als Prototyp einer Braunerde gelten und wurde deshalb intensiv beprobt. Es befindet sich in Hanglage südöstlich des Bachs. Auch in einer Tiefe von sechs Metern konnte noch kein rezenter Permafrost vorgefunden werden. Des Weiteren konnten auch keine hydromorphen Merkmale nachgewiesen werden. Auch hier ist, wie bei Profil P9, das reliktsche periglaziale Decksediment mit Sandlöß und Solifluktsionsdecke zweigliedrig ausgebildet, wobei die solifluidale Fazies über den Kies- und Steingehalt, der skelettfreie Sandlöß über die hohen Schluffgehalte eindeutig anzusprechen waren. Die Basis des braungefärbten Horizonts entspricht der Basis des Sandlösses.

Bei etwa einem Meter Tiefe setzen darunter die geschichteten glazifluviatilen Sande ein. Die Entkalkungstiefe stimmt mit dieser Tiefe überein. Das gesamte Profil weist eine deutliche Verlehmungstendenz vom Ausgangsgestein nach oben hin auf. Auch der Schluffanteil ist im Bv-Horizont auffallend ausgeprägt.

Die chemischen Analysen geben weiterhin Aufschluß über den Hauptverwitterungshorizont. Der pH-Wert ist hier deutlich im sauren Bereich. In der Solifluktsionsdecke steigt er ins Neutrale an. Auch der Verwitterungsindex und die Basensättigung weisen signifikante Minima im oberen Bv-Horizont auf und kennzeichnen damit den Hauptverwitterungshorizont. Die Werte des freien Eisens sinken stetig vom Oberboden ins Ausgangsgestein hinein ab und weisen unterhalb des Verwitterungshorizontes ebenfalls einen markanten Sprung auf. Der hohe Aktivitätsgrad des Eisens im Ausgangsgestein könnte einen initialen Podsolierungstrend andeuten. Die C/N-Werte weisen im Oberboden relativ weite Verhältnisse auf, welche die makroskopische Ansprache von Rohhumus im Oberboden unterstreichen.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Neshitt	
														Abszisse	Ordinate
P 2/15	10	Ah	0	5,2	10 YR 3/4	1,11	0,11	0,10	48,4	79,3	1,84	0,07	25	0,90	0,45
P 2/14	20	Bv	0	4,7	10 YR 3/3	1,10	0,23	0,20	50,0	60,0	0,97	0,05	20	0,90	0,44
P 2/13	30	Bv	0	5,5	10 YR 3/3	1,10	0,10	0,09	51,8	79,9	0,63	0,04	16	0,90	0,46
P 2/12	40	II Bv - Cv	0	5,6	7,5 YR 4/3	1,10	0,11	0,10	50,8	81,1	0,49	0,02	20	0,90	0,48
P 2/11	55	II C	0	6,8	10 YR 4/6	1,01	0,07	0,07	42,6	86,9	-	-	-	0,92	0,54
P 2/10	60	II C	0	6,3	10 YR 3/4	0,78	0,11	0,14	40,0	86,0	-	-	-	0,92	0,53
P 2/9	80	III C	0	6,8	10 YR 3/3	0,69	0,08	0,12	38,8	84,5	-	-	-	0,93	0,53
P 2/8	90	III C	0	6,4	7,5 YR 4/3	0,84	0,09	0,10	46,0	87,0	-	-	-	0,91	0,52
P 2/7	100	III C	0	6,8	10 YR 3/4	0,36	0,09	0,25	46,0	87,8	-	-	-	0,92	0,52
P 2/6	110	III C	0	6,7	10 YR 3/3	0,44	0,09	0,21	44,0	87,3	-	-	-	0,92	0,52
P 2/5	120	III C	5,2	7,3	10 YR 3/4	0,44	0,06	0,12	-	-	-	-	-	0,93	0,56
P 2/4	130	III C	6,3	6,5	7,5 YR 5/3	0,43	0,07	0,17	-	-	-	-	-	0,93	0,55
P 2/3	140	III C	6,4	7,0	10 YR 3/3	0,76	0,28	0,37	-	-	-	-	-	0,90	0,51
P 2/2	170	III C	5,9	6,9	10 YR 3/2	0,68	0,28	0,41	-	-	-	-	-	0,93	0,58
P 2/1	180	III C	8,0	6,8	7,5 YR 3/2	0,41	0,28	0,68	-	-	-	-	-	0,94	0,61
B 2/1	300	III C	4,4	6,9	2,5 Y 3/3	0,50	0,28	0,55	-	-	-	-	-	0,93	0,59
B 2/2	600	III C	11,5	7,2	2,5 Y 3/1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,93	0,57

Abb. 6.7a: Profil P2 – Braunerde (Laboranalysen).

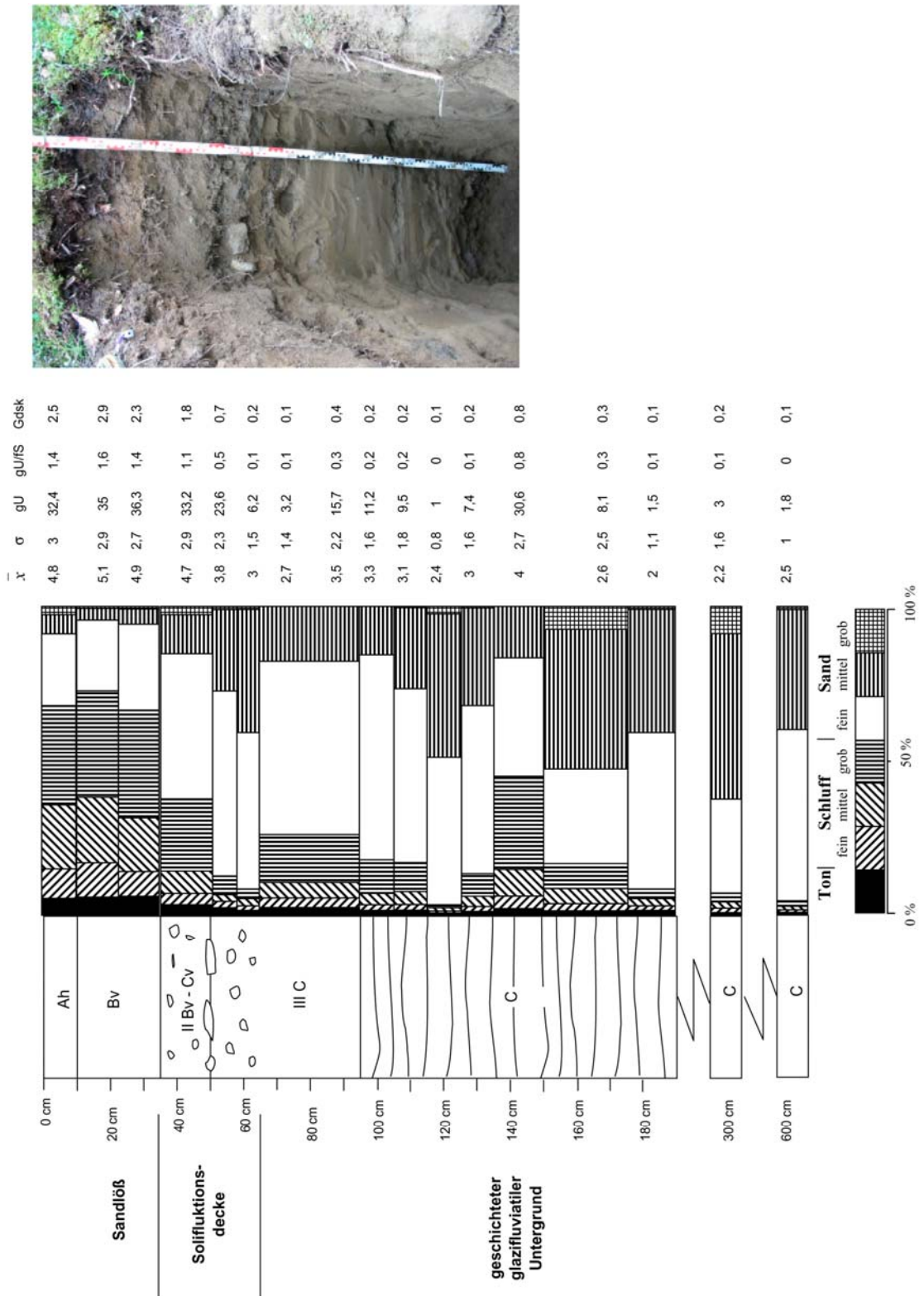


Abb. 6.7b: Profil P2 – Braunerde.

Auf der nächst höheren Zwischenebene in östlicher Richtung befindet sich Profil L14 (Abb. 6.8). Hier setzt der Permafrost in etwa zwei Meter unter Flur ein. Als Folge der pedogenetischen Prozesse sind ein vollständig entwickelter, braunerden-typischer Verwitterungshorizont und deutliche Hydromorphiemerkmale im Substrat nachzuweisen. Als Bodentyp wurde die Varietät einer tief pseudovergleyten Braunerde nach AG BODENSYSTEMATIK (1998) angesprochen.

Der chemische Verwitterungshorizont reicht bis in 25 cm Tiefe. Darunter folgt die Moräne mit Blockstreu. Ab 140 cm treten wieder geschichtete Sande auf. Durch die Laboranalysen läßt sich der Verwitterungshorizont inklusive des IICv eindeutig vom hydromorph beeinflussten Untergrund unterscheiden: Sowohl das freie Eisen als auch der Aktivitätsgrad des freien Eisens nehmen mit zunehmender Tiefe ab, während dagegen die Basensättigung und der pH-Wert stetig ansteigen. Auch der Tonanteil hat im Bv-Horizont ein Maximum und sinkt zum Ausgangsgestein hin ab. Vom Bv-Horizont läßt sich über den Cv-Horizont ins Ausgangsgestein hinein eine schwache Verlehmung erkennen. Die Pseudovergleyung ist offenbar auf den stauenden Einfluß des Permafrostes zurückzuführen. Dieses Profil stellt den selteneren Fall einer Mesobraunerde im Sinne der AG BODEN (1994) dar. Kalk konnte erst mit Einsetzen der geschichteten Schmelzwassersande nachgewiesen werden. Im Oberboden weisen die C/N-Werte auch einen hier relativ breiten Schwankungsbereich auf, ein Indiz für Rohhumus im Oberboden.

Das südlichste Profil in diesem Transsekt ist Bohrung B15 (Abb. 6.9). Es befindet sich schon in Plateaulage und weist eine mächtige Lößlehmbedeckung auf. Die Basis des Lößlehms konnte wegen des rezenten Vorkommens von Permafrost ab einer Tiefe von einem halben Meter nicht erreicht werden. Offenbar wird der Standort nicht mehr vom Talik des Jenissej beeinflusst.

Der Ah-Horizont ist hier mit 30 cm sehr mächtig ausgebildet, wobei jedoch der Anteil des organischen Kohlenstoffs sehr gering ausfällt und das C/N-Verhältnis sehr eng ist.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/l/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N
L 14/1	3	Ah	0	3,5	10 YR 2/2	0,94	0,22	0,23	48,4	28,9	11,38	0,33	34
L 14/2	10	Bv	0	4,0	10 YR 3/3	1,33	0,23	0,17	32,0	46,3	2,59	0,09	28
L 14/3	22	II Cv	0	4,7	10 YR 3/4	1,11	0,22	0,20	33,2	69,9	1,20	0,06	20
L 14/4	35	II C-Sw	0	6,1	10 YR 4/2	0,78	0,14	0,18	32,8	90,2	-	-	-
L 14/5	50	II C-Sw	0	6,6	10 YR 4/2	0,81	0,14	0,17	35,0	93,1	-	-	-
L 14/6	70	II C-Sw	0	7,0	10 YR 4/4	0,79	0,13	0,16	49,0	95,9	-	-	-
B 14/1	190	III C	12,2	7,2	10 YR 3/3	0,58	0,18	0,31	-	-	-	-	-
B 14/2	200	Permafrost	7,7	6,7	10 YR 3/3	0,58	0,17	0,30	-	-	-	-	-
B 14/3	210	Permafrost	2,8	7,2	10 YR 4/2	-	-	-	-	-	-	-	-
B 14/4	230	Permafrost	2,1	6,7	10 YR 4/2	-	-	-	-	-	-	-	-

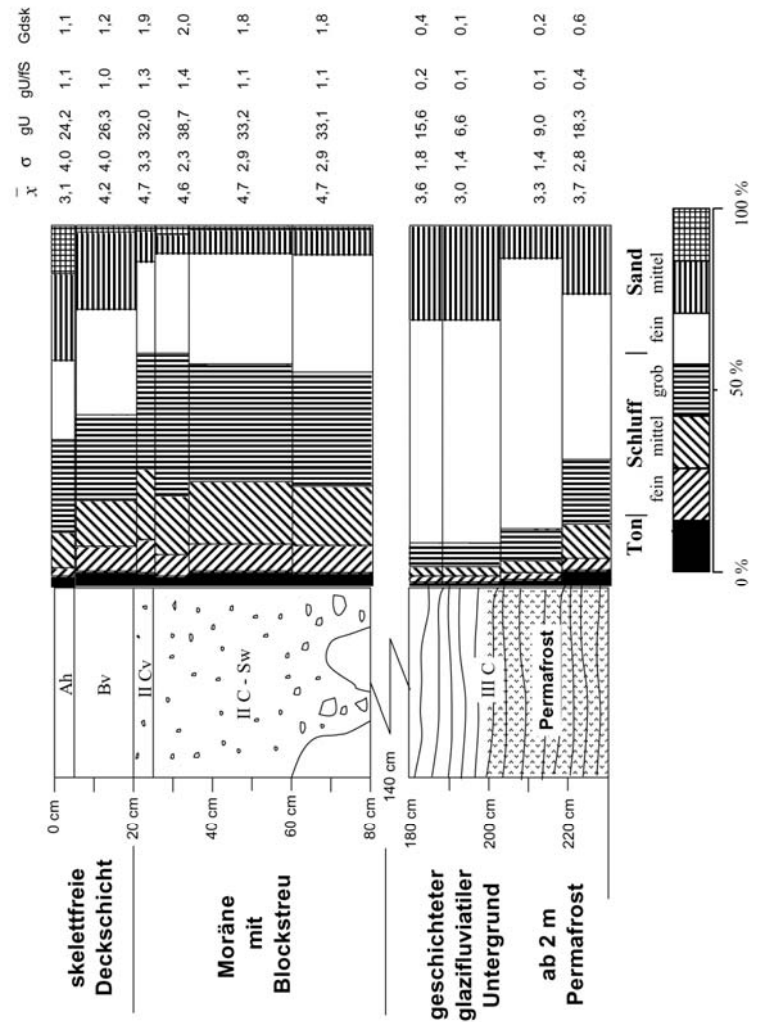


Abb. 6.8: Profil L14 –Pseudovergleyte Braunerde.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N
B 15/1	15	Ah	0	6,8	10 YR 4/3	1,00	0,36	0,36	37,6	91,5	0,74	0,06	12
B 15/2	40	C	0	6,5	10 YR 4/2	0,59	0,14	0,23	35,2	94,3	0,41	0,05	9
B 15/3	65	Go	0	7,1	10 YR 3/4	0,73	0,14	0,19	35,2	94,3	0,49	0,05	10
B 15/4	90	Gr	0	6,8	10 YR 3/4	0,91	0,13	0,15	32,8	96,3	0,55	0,08	7

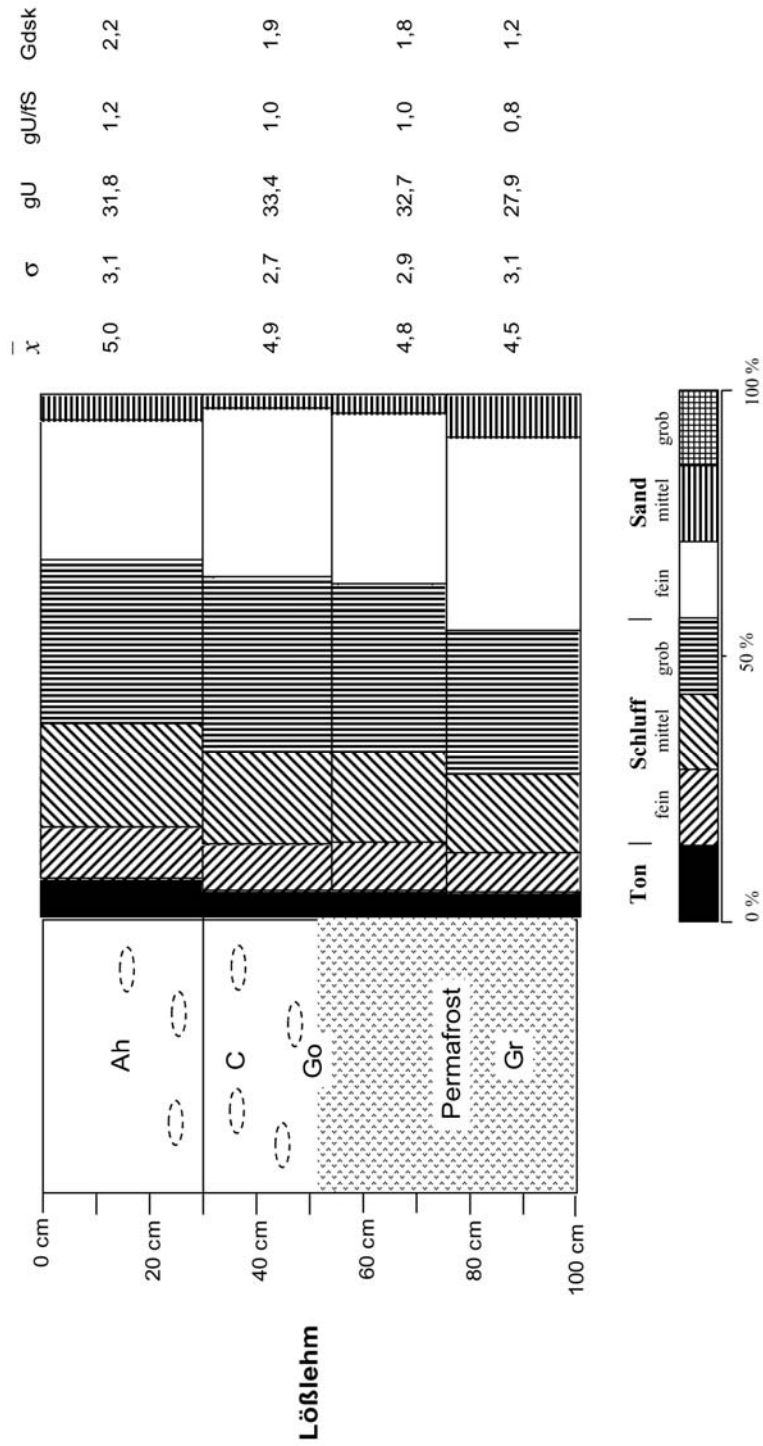


Abb. 6.9: Profil B15 – Regosol-Gley.

Intensive Verwitterung, die mit derjenigen in den vorangegangenen Profilen vergleichbar wäre, läßt sich in B15 weder makromorphologisch noch analytisch erkennen. Als wichtigstes äußerliches Profilmerkmal sind die hydromorphen Phänomene im Unterboden einzustufen. Dementsprechend fällt der Anteil des pedogenen Eisens an der Basis des Humushorizontes deutlich ab, um erst wieder zu den Rostfleckenbereichen hin anzusteigen. Ähnlich untypisch für Braunerden verhalten sich die pH-Werte in ihrer Vertikalfunktion. Sie liegen ähnlich wie die Basensättigung insgesamt sehr hoch, was die schwache Verwitterungstendenz zusätzlich belegt.

Die kontinuierliche, aber insgesamt schwache Vergrößerung des Lößlehms zum Liegenden hin wirkt sich pedologisch nicht erkennbar aus. Auch läßt sich keine Verlehmung der Unterbodenhorizonte erkennen. Dieses Profil wurde daher als Regosol-Gley beschrieben.

6.1.2 Das östliche Transsekt

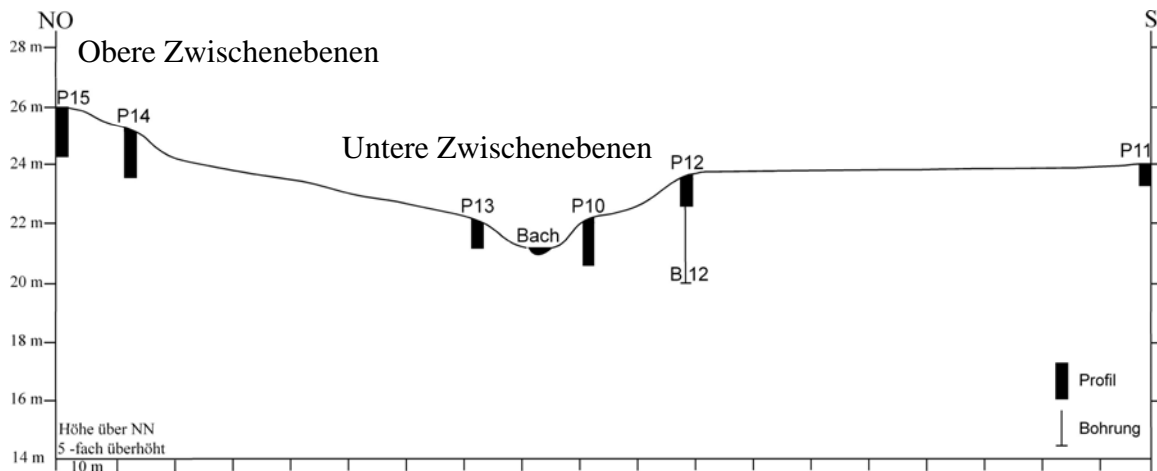


Abb. 6.10: Das östliche Transsekt.

Das flußfernere östliche Transsekt (Abb. 6.10) weist eine geringere Reliefenergie auf als das westliche. Folglich ist die Abflußmöglichkeit des Wassers nicht mehr im gleichen Umfang gewährleistet wie in dem steileren Relief in Ufernähe. Profil P15 am nördlichen Ende des östlichen Transsektes zeigt die Auswirkungen davon an (Abb. 6.11). Der Boden wurde als pseudovergleyte Braunerde eingestuft. Permafrost wurde bis zu einer Tiefe von 130 cm unter Flur nicht vorgefunden.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Absisse	Ordinate
P 15/7	10	Ah	0	3,5	10 YR 3/3	0,76	0,20	0,26	44,2	33,5	5,88	0,15	41	0,90	0,40
P 15/6	25	Bv	0	4,7	10 YR 4/5	1,13	0,20	0,17	35	70,9	1,18	0,05	25	0,89	0,39
P 15/5	40	II Cv	0	6,1	10 YR 4/3	0,58	0,22	0,38	54,2	86,7	0,76	0,06	12	0,89	0,41
P 15/4	60	II C	0	5,4	2,5 Y 4/4	1,04	0,20	0,19	43,2	94,4	-	-	-	0,90	0,45
P 15/3	90	II C	6,4	6,5	2,5 Y 4/4	0,87	0,16	0,18	-	-	-	-	-	0,89	0,48
P 15/2	110	II C	9,2	6,8	2,5 Y 3/3	0,50	0,10	0,21	-	-	-	-	-	0,93	0,62
P 15/1	130	II C	8,6	7,4	2,5 Y 4/3	0,59	0,15	0,25	-	-	-	-	-	0,90	0,47

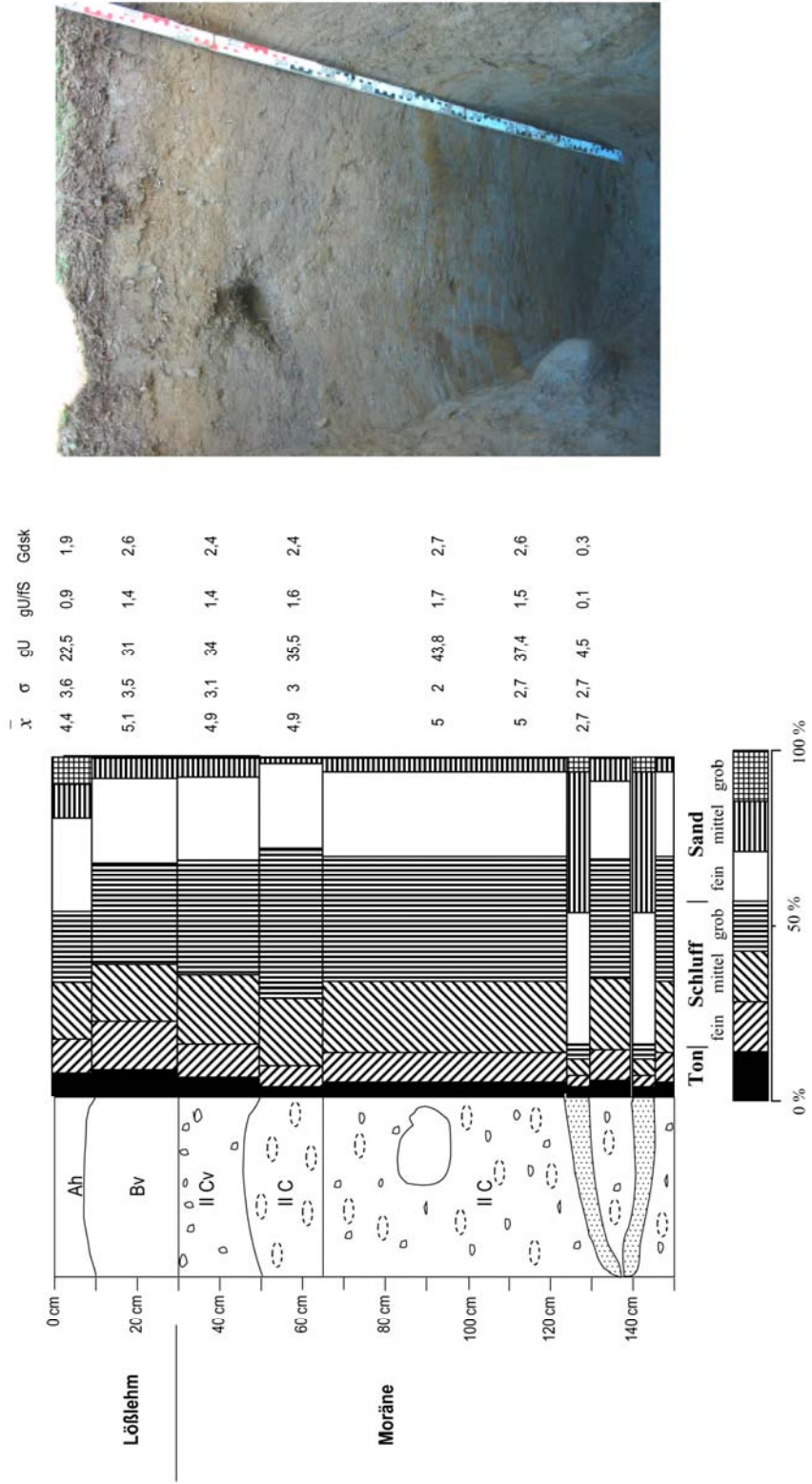


Abb. 6.11: Profil P15 - Pseudovergleyte Braunerde.

Die reliktsche periglaziale Deckschicht mit dem Braunhorizont ist eingliedrig ausgebildet und kann leicht von der liegenden Moräne abgegrenzt werden. In 120 cm und 140 cm unter Flur konnten geringmächtige Sandhorizonte festgestellt werden. Hierbei handelt es sich offensichtlich um periglaziale Schmelzwassersande.

Im Bodenbereich weist der Tonanteil auf eine nach oben zunehmende Verlehmung hin. Der Hauptverwitterungshorizont Bv ist auch über weitere Parameter wie den Kronberg-Nesbitt-Index und das freie Eisen sehr deutlich nachzuweisen.

Die Basensättigung des Oberbodens liegt vergleichsweise niedrig. Diese Tendenz wird durch die geringen pH-Werte und die weiten C/N-Verhältnisse unterstrichen. In der Tiefenfunktion wird ein deutlicher Sprung zu den Werten der darunter befindlichen Horizonte ersichtlich. Ein zweiter Sprung erfolgt an der Entkalkungsgrenze.

Hydromorphe Fleckungen setzen erst unterhalb des makroskopisch erkennbaren Verwitterungsbereiches ein und haben somit keinen Einfluß auf die Ausbildung der verbraunten Horizonte.

Profil P14 (Abb. 6.12) befindet sich, obwohl nur wenige Meter entfernt, bereits in Oberhanglage. Im Gegensatz zur Plateauposition ist das Decksediment (Lößlehm über Solifluktsdecke) zweigliedrig aufgebaut. Die darunter folgende Moräne ist von gering mächtigen Nachschüttsanden überdeckt. Aufgrund des fehlenden Skeletts konnte der Lößlehm eindeutig angesprochen und von der darunter befindlichen Solifluktsdecke mit Kiesen und kleinen Steinen differenziert werden. Das gesamte Profil weist einen auffallend hohen Sandgehalt auf und ist permafrostfrei.

Bodenkundlich gesehen handelt es sich um eine pseudovergleyte Braunerde, deren Hauptverwitterungshorizont allerdings nur sehr gering mächtig ausgebildet ist. Von den Analysewerten her gesehen weisen Bv- und IICv-Horizont jedoch deutliche Verwitterungsmerkmale auf. Sowohl beim pH-Wert als auch bei den Quotienten des Kronberg-Nesbitt-Index konnten hier die geringsten Werte des gesamten Untersuchungsgebietes nachgewiesen werden. Dem gegenüber nehmen das pedogene Eisen, die Kationenaustauschkapazität und die Basensättigung zum Ausgangsgestein hin ab. Die Schwankungen der löslichen Eisenfraktionen innerhalb der Moräne sind offensichtlich auf die Pseudogleyodynamik zurückzuführen, welche jedoch nicht in die Verbraunungshorizonte hineinreicht.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
P 14/7	5	Ah	0	4,5	10 YR 3/2	0,89	0,19	0,21	33,6	66,7	5,27	0,19	27	0,91	0,47
P 14/6	10	Bv	0	5,6	10 YR 4/3	0,95	0,18	0,19	31,6	87,3	0,70	0,03	26	0,90	0,45
P 14/5	20	II Cv	0	5,6	10 YR 3/4	0,52	0,14	0,28	24,8	91,9	0,27	0,02	17	0,92	0,52
P 14/4	40	III C	0	6,4	2,5 Y 3/3	0,34	0,18	0,51	20,8	92,3	-	-	-	0,92	0,58
P 14/3	70	IV Sw	0	6,4	10 YR 3/2	0,58	0,13	0,23	25,8	94,6	-	-	-	0,93	0,58
P 14/2	110	IV Sw	0	6,1	2,5 Y 3/2	0,56	0,16	0,29	23,6	94,9	-	-	-	0,93	0,59
P 14/1	140	VC	0	6,3	2,5 Y 3/3	0,53	0,14	0,28	16,0	92,5	-	-	-	0,94	0,55

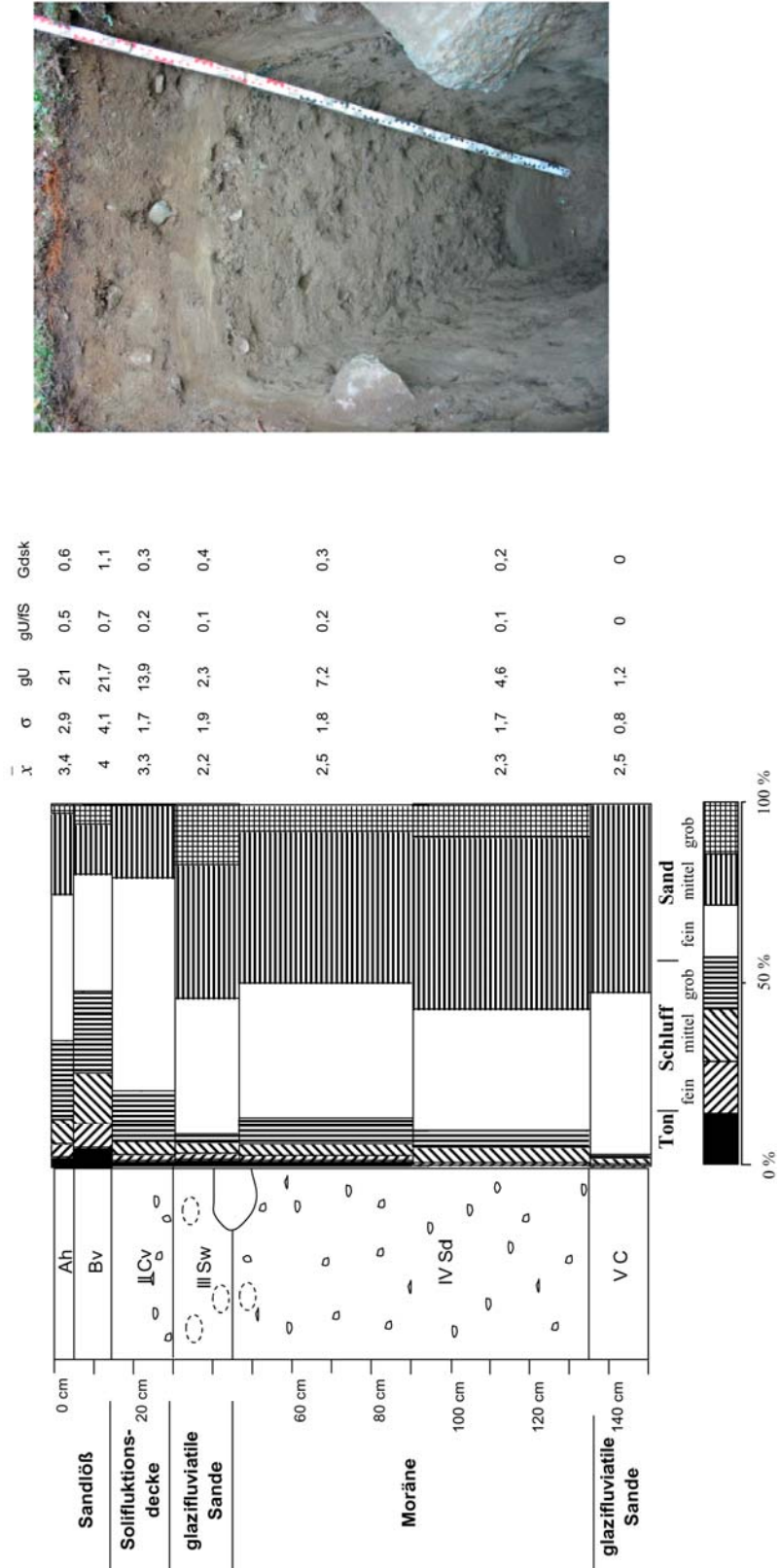


Abb. 6.12: Profil P14 - Pseudovergleyte Braunerde.

Hangabwärts, einen Meter über dem Bach, befindet sich das rezent ebenfalls permafrostfreie Profil P13 (Abb. 6.13). Der prinzipielle Deckschichtenaufbau entspricht dabei dem in der vorangehend beschriebenen Oberhangposition. Als Besonderheit tritt an der Basis der Solifluktsdecke in etwa 40 cm Tiefe eine Steinsohle auf, welche den Übergang zur Moräne bildet. Ihre Steine und Blöcke stellen Aufarbeitungsreste der liegenden Moräne dar, welche mit ihren relativ hohen Tongehalten offenbar saisonal stauend wirkt.

Die resultierenden Hydromorphiemerkmale reichen bis in den Unterboden hinein (Sw-Cv). Die Hauptverwitterungszone ist jedoch makromorphologisch und analytisch trotzdem als Bv-Horizont einzustufen. Das deutliche Maximum des pedogenen Eisens und die niedrigen Werte der Basensättigung, der Kationenaustauschkapazität, des Verwitterungsindex und des pH-Wertes belegen dies. Das Profil wurde infolgedessen als pseudovergleyte Braunerde klassifiziert.

Am Gegenhang wurde in gleicher Höhe, jedoch in einer steileren Geländesituation, Profil P10 (Abb. 6.14) als (Norm-)Braunerde aufgenommen. Hier fehlt ebenfalls rezenter Permafrost. P10 weist jedoch gegenüber dem vorangehend beschriebenen, gegenüberliegenden Profil ausschließlich terrestrische Bodenbildungsmerkmale auf. Im gesamten Profil konnten (wie am Gegenhang) keine Kalkgehalte registriert werden.

Die periglaziale Deckschicht ist ebenfalls zweiteilig ausgebildet mit einer äolischen Lage über einer skeletthaltigen Solifluktsdecke mit deutlich erhöhten Tongehalten. Die darunter folgenden, skelettfreien glazifluviatilen Sande stellen mit ihrer gut erhaltenen Schichtung das Liegende dar.

Aufgrund der makroskopischen Ansprache ließen sich ein dünner, aber intensiver Hauptverwitterungshorizont (Bv) sowie ein relativ mächtiger Übergangshorizont (Cv) nachweisen und analytisch bestätigen. Die Quotienten des Kronberg-Nesbitt-Index sowie pH-Wert und Basensättigung weisen im Hauptverwitterungshorizont ihre Minima auf und nehmen zum Ausgangsgestein hin zu. Die Werte des pedogenen Eisens und deren Aktivitätsgrad nehmen dagegen zum Verwitterungshorizont hin zu, wobei sie im Vergleich zu den anderen Braunerden in diesem Untersuchungsgebiet eher als gering einzustufen sind. Sowohl der Anteil des organischen Kohlenstoffs als auch das C/N-Verhältnis im Humushorizont sind hoch einzustufen.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
P 13/5	5	Ah	0	4,3	10 YR 2/2	1,05	0,21	0,20	45,4	48,5	7,63	0,33	23	0,90	0,43
P 13/4	15	Bv	0	6,4	7,5 YR 4/4	1,29	0,21	0,16	33,8	91,1	1,83	0,12	15	0,90	0,45
P 13/3	30	Sw-Cv	0	6,4	7,5 YR 3/2	0,83	0,20	0,25	41,2	94,2	2,50	0,16	16	0,90	0,46
P 13/2	45	Sw-Sd	0	7,1	10 YR 3/4	1,36	0,20	0,15	35,6	95,5	0,94	0,06	16	0,91	0,50
P 13/1	85	Sd	0	7,1	10 YR 4/4	1,24	0,20	0,16	34,4	95,3	0,65	0,03	21	0,91	0,51

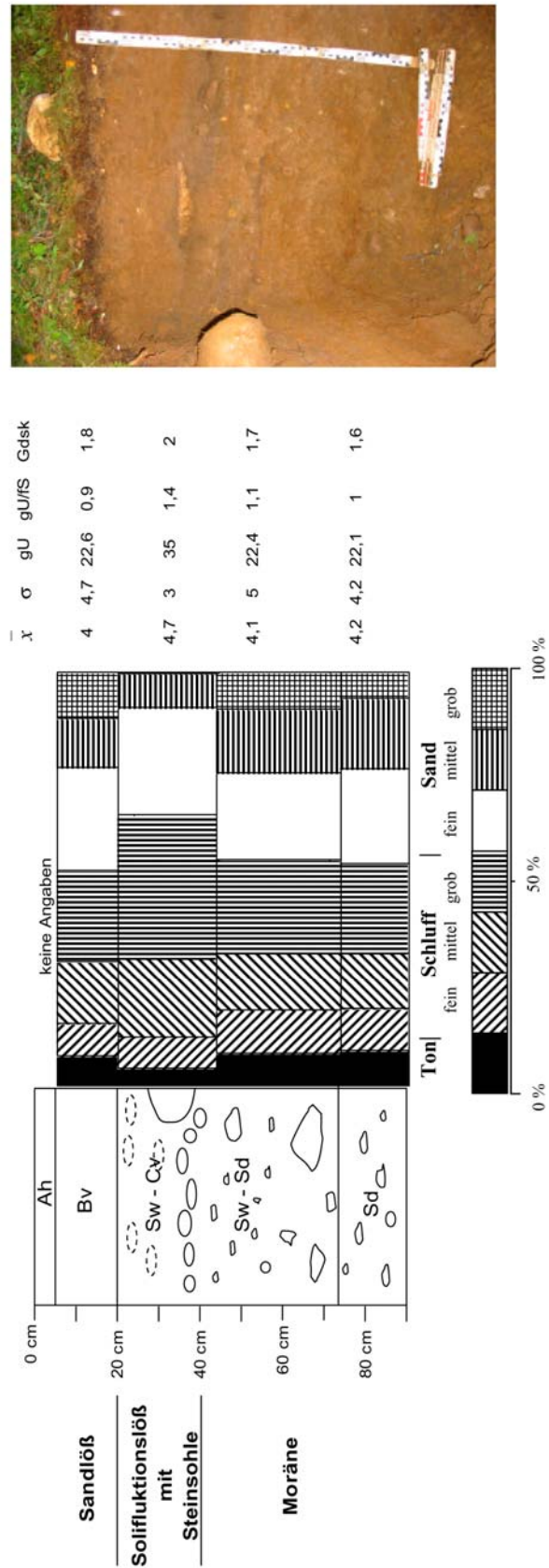


Abb. 6.13: Profil P13 - Pseudovergleyte Braunerde.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
P 10/6	5	Ah	0	3,7	10 YR 2/2	0,65	0,23	0,35	56,6	45,6	11,37	0,36	31	0,91	0,46
P 10/5	15	Bv	0	4,7	10 YR 4/4	0,85	0,21	0,32	32,6	77,9	0,68	0,04	19	0,90	0,44
P 10/4	30	Cv	0	6,1	2,5 Y 4/3	0,73	0,19	0,27	43,2	91,7	0,39	0,03	12	0,90	0,49
P 10/3	45	II C	0	5,8	2,5 Y 4/3	0,66	0,16	0,19	46	94,8	0,43	0,03	17	0,91	0,51
P 10/2	80	III C	0	6,4	2,5 Y 3/2	0,58	0,16	0,27	36,4	94,5	-	-	-	0,92	0,53
P 10/1	120	III C	0	6,7	2,5 Y 3/3	0,65	0,18	0,24	51,8	96,5	-	-	-	0,91	0,52

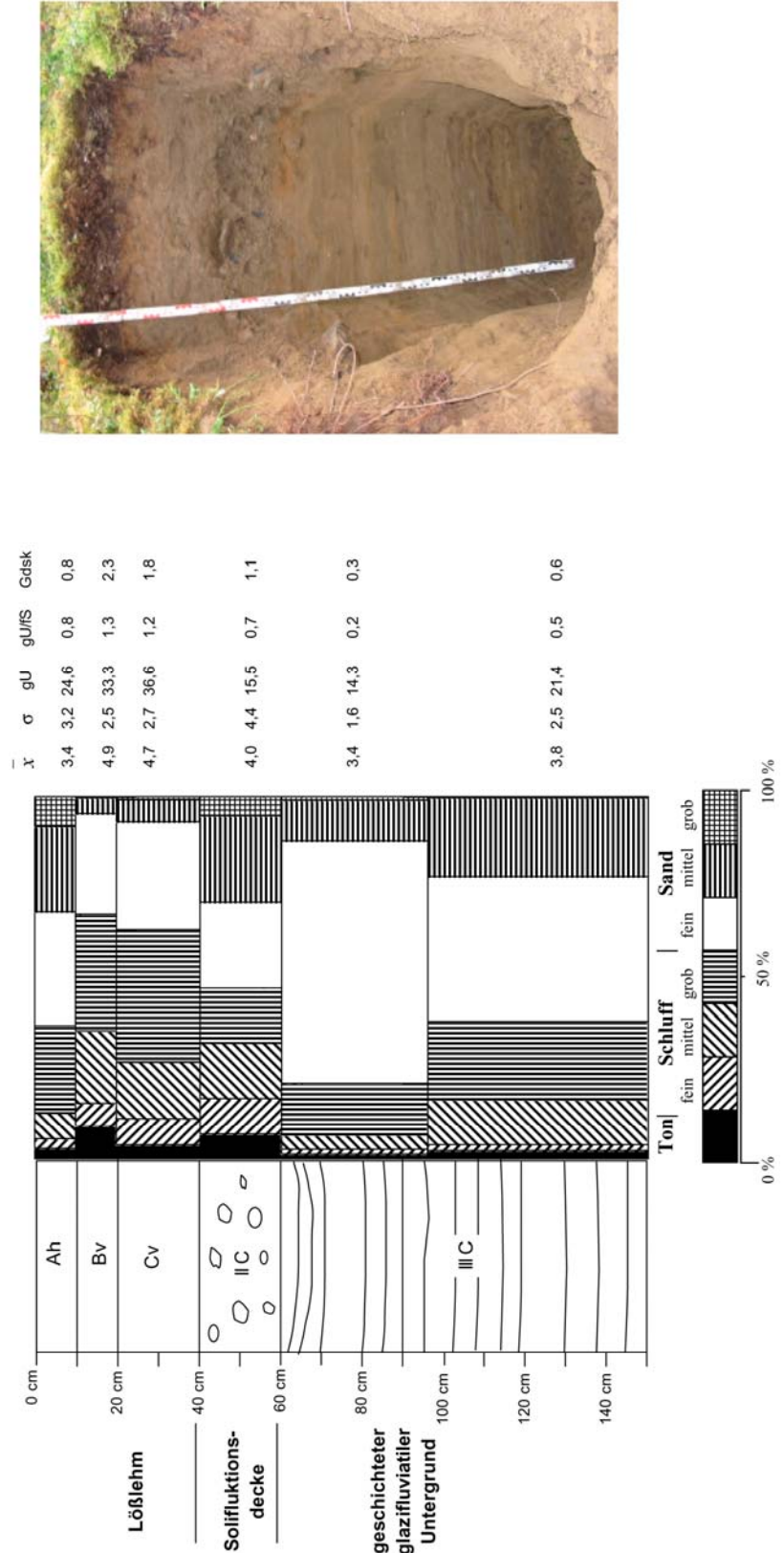


Abb. 6.14: Profil P10 – Braunerde.

Das im Oberhangbereich zum rückwärtigen Plateau gelegene Profil P12 (Abb. 6.15) ist weitgehend ein Spiegelbild des gegenüber gelegenen Profils P14. Unter der typischen zweiteiligen Deckserie aus äolischen und solifluidalen Substraten folgen mächtige glazifluviatile Sande. Eine in der Profilsohle abgeteufte Bohrung, die bis 320 cm Tiefe reichte, lieferte keine Anzeichen für rezenten Permafrost.

Die mächtigen Lößlehme mit ihrer deutlichen Unterscheidung in den oberen Bv-Horizont ohne Hydromorphiemerkmale sowie die darunter folgende intensive Stauvergleyung sind offensichtlich durch die plateaunahe Lage des Standorts zu erklären. Während die meisten Parameter eine allgemeine Verbraunungstendenz im Profil belegen, stellen die Schwankungen des sensiblen oxalatlöslichen Eisens mit Wiederanstieg im Sw-Horizont offensichtlich eine Folge der Hydromorphie dar. Das Profil wurde somit als pseudovergleyte Braunerde eingestuft.

Das südlichste Profil im östlichen Transsekt ist P11 (Abb. 6.16). Mit seiner rückwärtigen, ebenen Position auf dem Plateau über Permafrost weist es die typischen Merkmale eines Anmoor-Gleys auf. Rezenter Permafrost konnte bereits bei 60 cm unter Flur ergraben werden. Die einheitliche schluffige Deckschicht ist ein reliktischer Lößlehm.

Weder pH-Wert noch Korngrößen oder Basensättigung weisen im Vertikalverlauf signifikante Unterschiede auf. Der organische Kohlenstoff ist im Go-Aa-Horizont und auch noch in den darunter befindlichen Bereichen sehr hoch. Ähnlich verhält es sich mit der Basensättigung. Auch sie ist bereits in den obersten Horizonten auffallend hoch. Im mit 35 cm relativ mächtigen Gley-Horizont konnten signifikante Schwankungen des freien Eisens nachgewiesen werden.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/l/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Absisse	Ordinate
P 12/4	5	Ah	0	3,7	7,5 YR 3/2	0,79	0,22	0,28	78,6	23,7	8,95	0,32	28	0,90	0,43
P 12/3	20	Bv	0	6,3	10 YR 4/3	0,81	0,19	0,23	48,8	80,3	0,53	0,04	14	0,90	0,44
P 12/2	45	Sw	0	6,7	10 YR 4/4	0,75	0,21	0,28	48,6	86,8	0,52	0,04	12	0,90	0,45
P 12/1	75	II Sd	8,4	7,2	10 YR 3/4	0,68	0,17	0,25	-	-	0,70	0,02	35	0,91	0,56
B 12/1	320	II C	16,8	8,0	2,5 Y 3/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

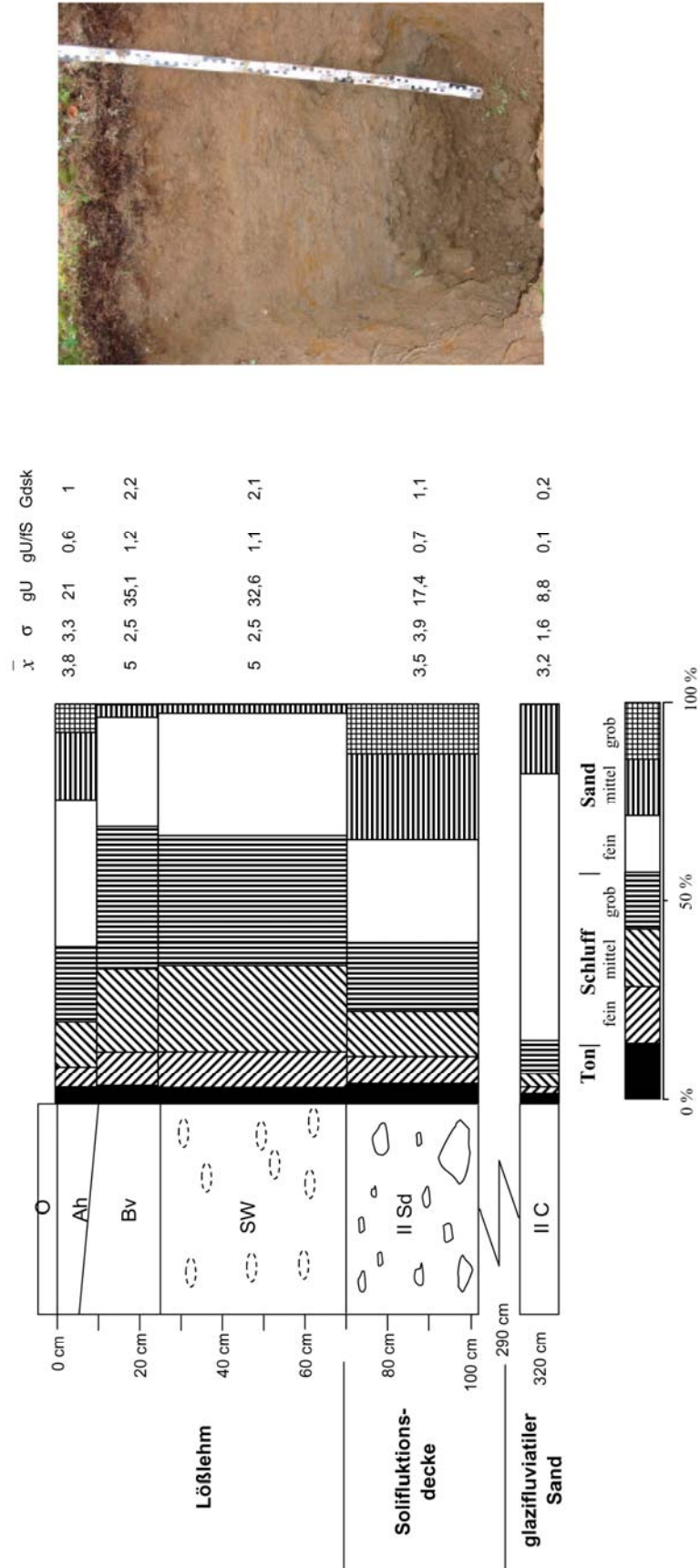


Abb. 6.15: Profil P12 - Pseudovergleyte Braunerde.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
P 11/4	25	Go - Aa	0	5,7	10 YR 2/1	0,63	0,19	0,30	183,2	89,1	23,83	1,05	23	0,89	0,43
P 11/3	30	Go	0	6,4	10 YR 3/3	0,92	0,22	0,24	86,4	92,6	3,51	0,19	19	0,90	0,43
P 11/2	45	Go	0	6,1	10 YR 3/4	0,83	0,24	0,30	73,2	94	1,15	0,07	16	0,90	0,44
P 11/1	55	Go	0	6,3	2,5 Y 3/3	0,64	0,23	0,36	80,8	92,1	1,00	0,07	15	0,90	0,58

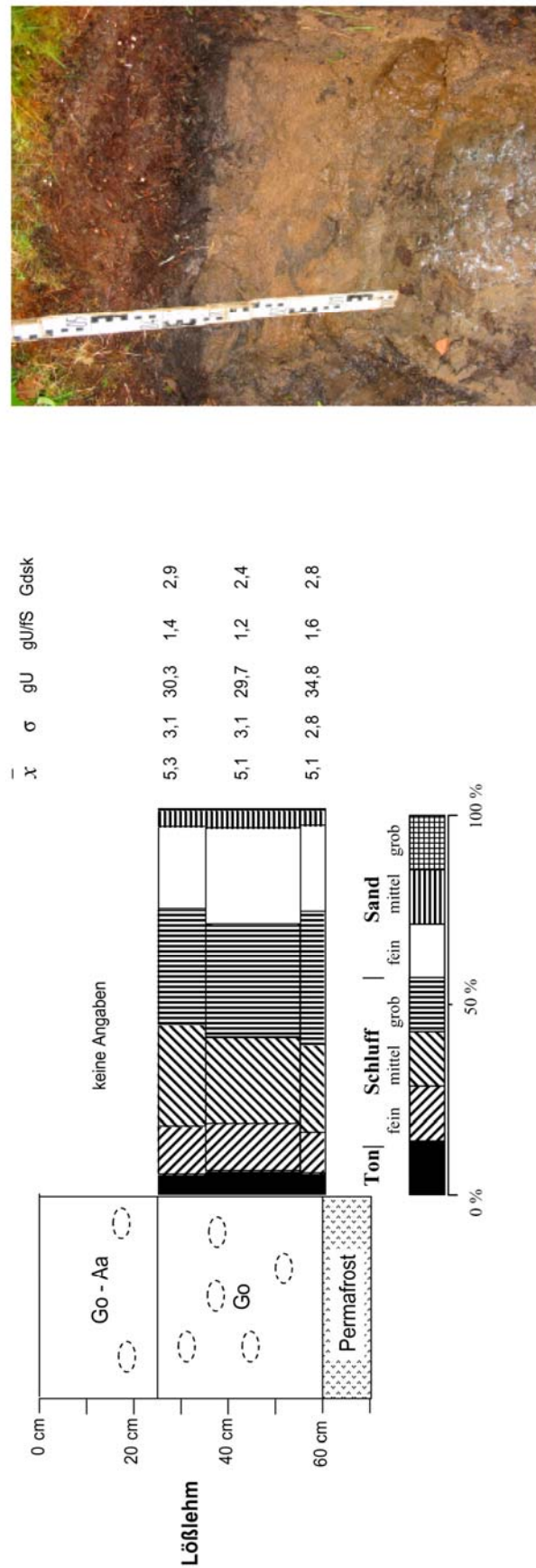


Abb. 6.16: Profil P11 – Anmoor-Gley.

6.1.3 Die hohen rückwärtigen Plateaus

Um die Aussagekraft der an den Transsekten gewonnenen Aussagen weiter zu untermauern, wurden über diese hinaus weitere Profile im Untersuchungsgebiet angelegt. Dies soll einen besseren Vergleich der jeweiligen Bodentypen in Abhängigkeit von Relief und Lage ermöglichen.

Profil P5 (Abb. 6.17) stellt (mit der dazugehörigen Bohrung in den Permafrost hinein) einen Standort auf dem hohen rückwärtigen Plateau dar. Die Bohrung reicht in eine Tiefe von 220 cm, wobei ab 190 cm mit Einsetzen des Kalkes echter Löß erfaßt wurde. Darüber befindet sich kalkfreier Lößlehm. Dies ist die maximale Mächtigkeit der äolischen Deckschichten im Untersuchungsgebiet. Der rezente Permafrost steht hier schon in einer Tiefe von 40 cm an.

Unterhalb des humusreichen Go-Aa-Horizontes fehlt ein Verwitterungshorizont, weshalb das Profil P5 als Anmoor-Gley eingestuft wurde. Die chemischen Parameter zeigen folglich im vertikalen Verlauf beinahe homogene Werte mit nur minimalen Abweichungen.

6.1.4 Typusprofile ohne Permafrost im Einflußbereich des Taliks

Nordwestlich der beiden Transsekte wurden zwei weitere Profile aufgegraben, welche den zonalen Bodentyp im Einflußbereich des Jenissej-Taliks darstellen. Sie befinden sich in unmittelbarer Nähe zueinander auf den obersten beiden Zwischenebenen in Nähe des Flusses. Rezenter Permafrost konnte daher bis in 3 Meter sichtbare Tiefe nicht angetroffen werden und hat somit derzeit keinen pedogenetischen Einfluß. Beide Profile weisen sehr mächtige Lößlehmauflagen (= Entwicklungszonen des Braunhorizontes) auf und zeigen folglich gut entwickelte Braunerden.

Profil P16 (Abb. 6.18) ist eine Terrassenstufe niedriger positioniert als Profil P7 (Abb. 6.20) und somit mit den Profilen in Hangposition vergleichbar. Wie bei diesen läßt sich eine zweiteilige Deckserie über der liegenden Moräne beobachten, deren Solifluktsdecke im plateaunäher gelegenen Profil P7 fehlt. Die Lößlehmauflage ist in Profil P16 mit über 50 cm sehr mächtig ausgebildet.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
P 5/1	15	Go - Aa	0	5,2	10 YR 3/2	1,29	0,52	0,41	52,8	75,8	9,02	0,42	21	-	-
P 5/2	30-40	Gr	0	6,2	10 YR 3/2	1,51	0,77	0,51	40,0	88,0	2,48	0,15	17	0,89	0,42
P 5/3	100	Gr	0	6,7	10 YR 3/3	1,19	0,46	0,38	40,8	86,3	1,09	0,08	14	0,89	0,43
P 5/4	120	Gr	0	6,7	10 YR 3/4	0,99	0,60	0,60	40,8	92,2	1,13	0,08	14	0,89	0,45
P 5/6	170-190	Gr	0	7,1	10 YR 3/3	-	-	-	41,2	92,2	1,26	0,10	13	0,90	0,49
P 5/7	190-200	Gr	5,1	7,6	10 YR 4/2	-	-	-	-	-	1,30	0,07	20	0,90	0,50
P 5/8	200	Gr	6,3	7,5	10 YR 3/3	-	-	-	-	-	0,83	0,06	13	0,90	0,51
P 5/9	200-220	Gr	8,7	7,6	10 YR 3/3	-	-	-	-	-	0,86	0,01	87	0,89	0,49
P 5/10	220-230	Gr	13,5	7,6	10 YR 3/3	-	-	-	-	-	1,31	0,10	13	0,89	0,49

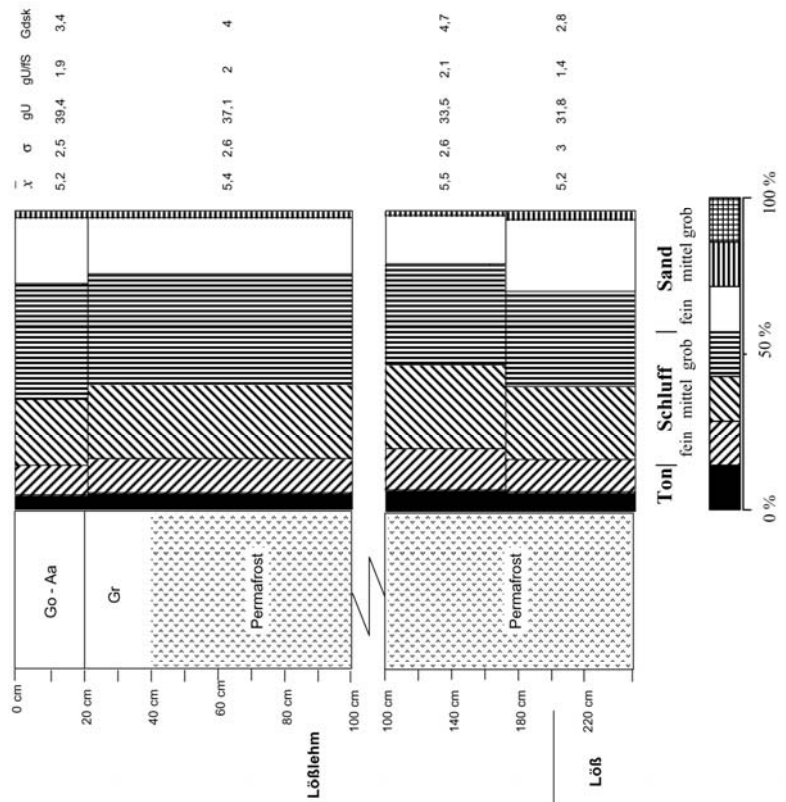


Abb. 6.17: Profil P5 – Anmoor-Gley.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N
P 16/1	10	Ah	0	5,2	10 YR 3/3	0,93	0,30	0,32	41,2	80,6	3,67	0,17	21
P 16/2	20	Bv	0	4,9	10 YR 3/4	1,02	0,31	0,30	36,4	82,4	1,29	0,07	19
P 16/3	30	Bv	0	5,3	10 YR 4/3	0,94	0,26	0,28	37,1	82,6	0,61	0,04	15
P 16/4	45	Bv	0	6,1	10 YR 4/4	0,81	0,120	0,24	41,2	92,2	0,44	0,04	12
P 16/5	60	II Cv	14,6	7,4	2,5 YR 4/3	0,66	0,16	0,25	-	-	-	-	-
P 16/6	80	III C	17,1	7,8	2,5 YR 4/3	0,71	0,19	0,27	-	-	-	-	-



\bar{x}	σ	gU	gU/FS	Gdisk
4,3	4,9	23	1	1,6
4,6	3,8	30,7	1,3	1,9
4,6	3	33,5	1,2	1,8
4,2	3,9	30	1,5	1,5
4,1	4,7	12,4	0,4	1,3
4,5	4,7	15,8	0,8	2,1

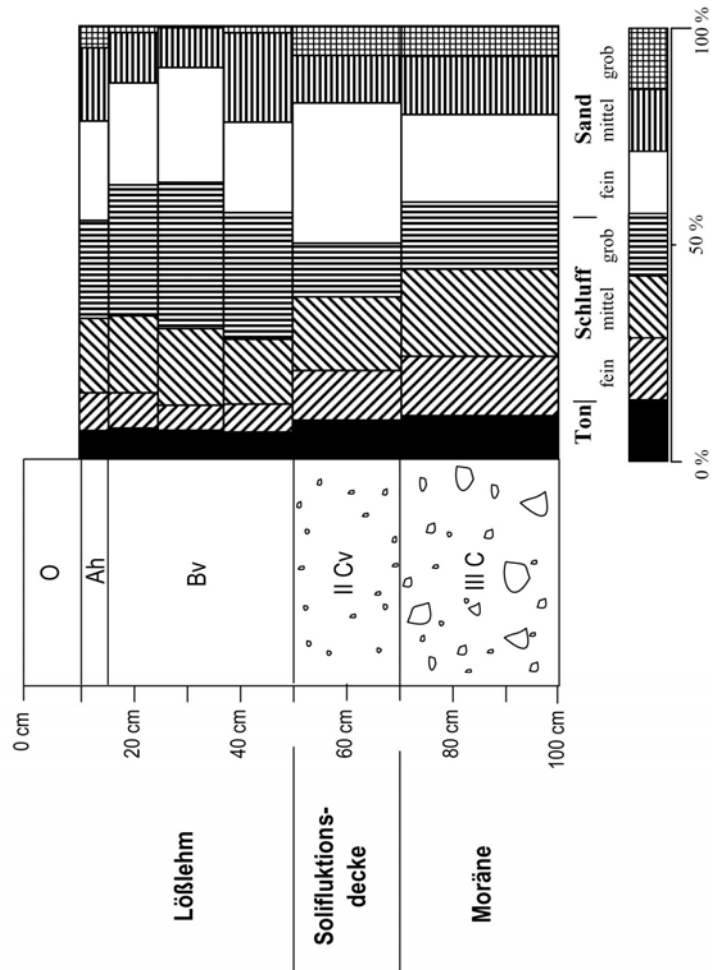


Abb. 6.18: Profil P16 – Braunerde.

Die vorgenommene Beprobung von Profil P16 bestätigte die bodenkundliche Ansprache als (Norm-)Braunerde. Makroskopisch ist die Entkalkungsgrenze an der Basis des Bv-Horizontes markant ausgebildet. Auch die analytischen Daten bestätigen diese Einstufung.

Die einteilige Deckserie in Profil P7 (siehe Abb. 6.20) weist ihre scharfe Entkalkungsgrenze am Übergang zur liegenden Moräne auf, weshalb dieses Profil auch keinen Übergangshorizont Cv besitzt. Seine analytischen Parameter sind braunerdetypisch ausgebildet.

Abbildung 6.19 zeigt die röntgendiffraktometrische Analyse des Bv-Horizontes von Profil P7. Trotz der Existenz von Wechsellagerungsmineralien in der Tonfraktion der Moräne fehlen diese völlig im Verwitterungshorizont. Auch andere Tonminerale sind praktisch kaum nachweisbar. Die Tonbildung im Bv-Horizont ist somit offensichtlich auf die physikalische Verwitterung zurückzuführen.

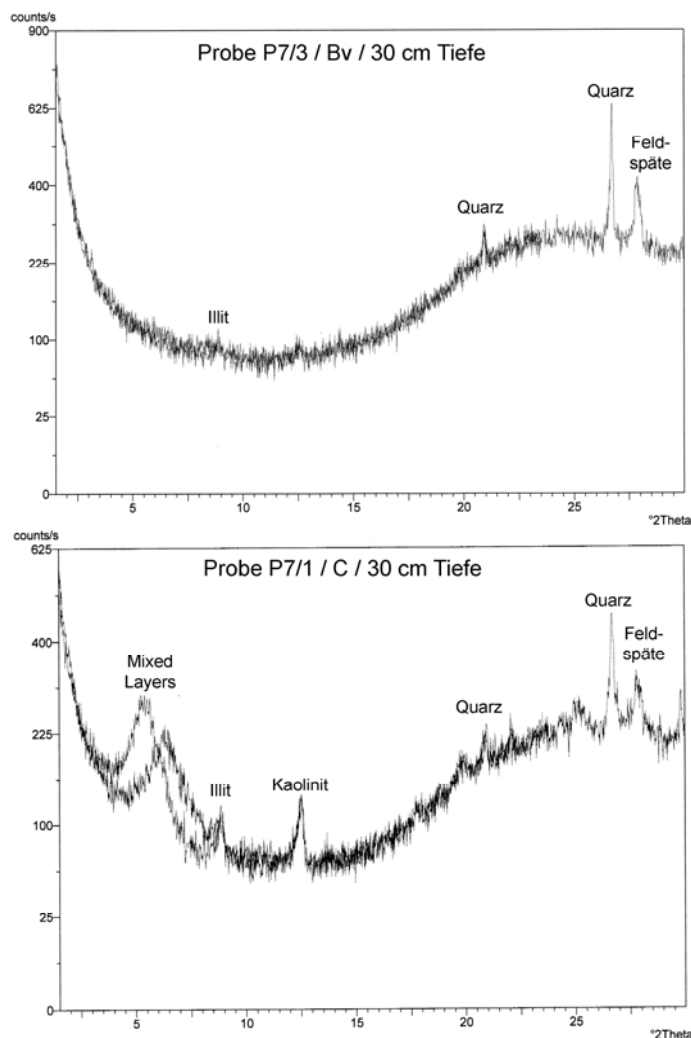


Abb. 6.19: Röntgendiffraktometrische Analysen des Bv- und C-Horizontes von Profil P7 (luftgetrocknet und glykolisiert übereinander gelegt).

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
P 7/5	5	Ah	0	5,4	7,5 YR 3/2	0,79	0,25	0,32	54,4	80,1	6,43	0,25	25	0,90	0,48
P 7/4	10	Bv	0	5,1	10 YR 3/4	0,83	0,24	0,29	43,6	85,3	1,00	0,08	12	0,89	0,44
P 7/3	30	Bv	0	5,6	2,5 Y 4/3	0,58	0,23	0,39	45,8	87,3	0,79	0,04	19	0,89	0,44
P 7/2	40	II C	13,6	7,2	7,5 YR 4/2	0,41	0,20	0,49	-	-	-	-	-	0,90	0,54
P 7/1	90	II C	21,4	7,1	2,5 y 4/2	0,53	0,18	0,33	-	-	-	-	-	0,91	0,64

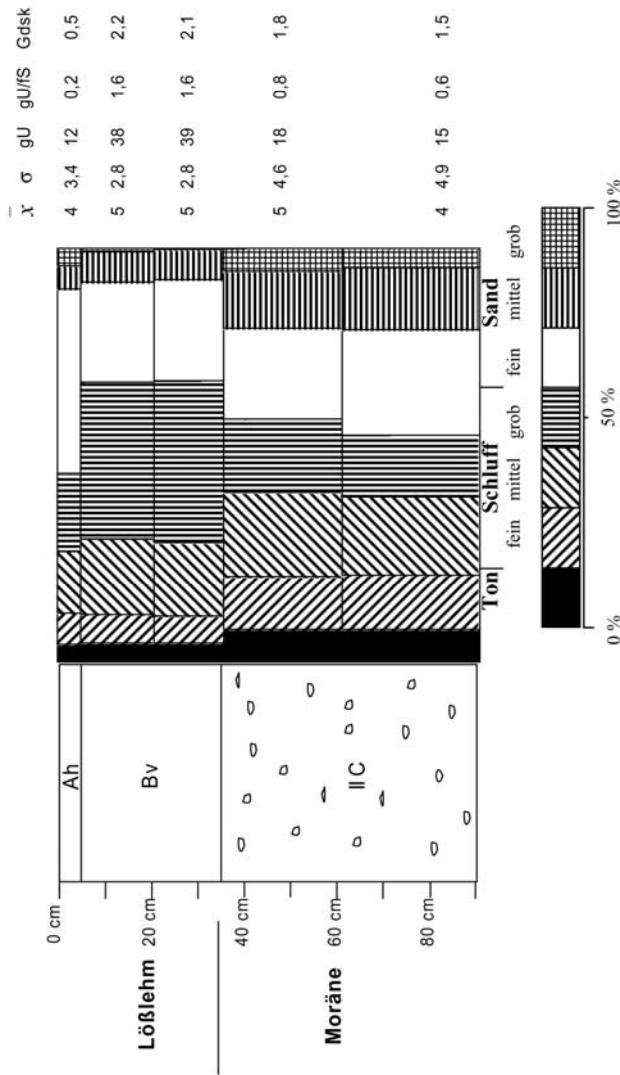


Abb. 6.20: Profil P7 – Braunerde.

6.2 Bodengeographische Interpretation des nördlichen Untersuchungsgebietes bei Igarka

Das Untersuchungsgebiet Igarka, welches zur Zone der tundrennahen Wälder zählt, weist eine deutliche Differenzierung der Bodentypen in Abhängigkeit von Relief, Substrat, Permafrost und der damit zusammenhängenden Drainage auf.

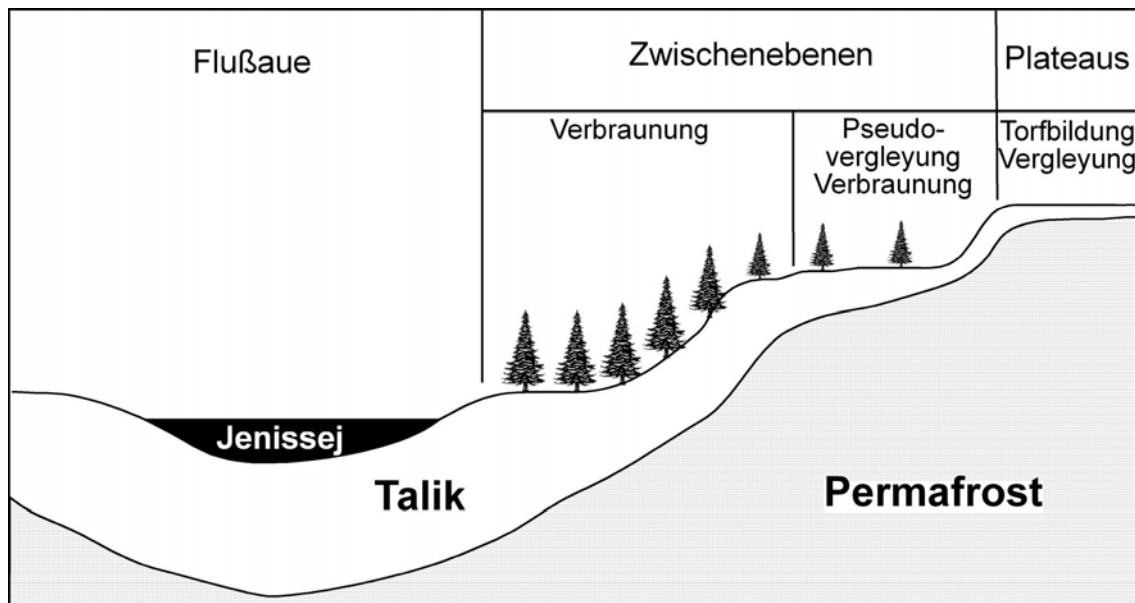


Abb. 6.21: Abhängigkeit der Bodentypen von Relief und Permafrost.

Im Wesentlichen kann das Untersuchungsgebiet in drei Bereiche unterteilt werden (vgl. Abbildung 6.21):

- Auf den hohen rückwärtigen Plateaus außerhalb des Jenissejtaliks mit ihrer sehr geringen bis fehlenden Hangneigung treten die mächtigsten Decksedimente (Lößlehme und Lößderivate) auf. Ausschlaggebend für einen allgemein hohen Hydromorphiegrad der Böden ist die kontinuierliche Verteilung und die geringe Auftautiefe des Permafrostes. Dadurch treten hier neben den in dieser Arbeit nicht bearbeiteten echten Mooren und subhydrischen Ablagerungen auch semiterrestrische Böden (Gleye und anmoorige Bildungen) auf. Hierzu gehören die Profile P5, P11 und B15.
- Auf den oberen Zwischenebenen besitzt der ‚Active-Layer‘ eine Mächtigkeit von bis zu zwei Metern. Im Ausgangsgestein treten deutlich hydromorphe Ein-

flüsse auf, wodurch die Pseudovergleyung zum vorherrschenden Bodenbildungsprozeß wird (B12 und L13). Die Laboranalysen zeigen jedoch, daß bereits eine Verbraunung in den reliktschen periglazialen Decksedimenten eingesetzt hat. Diese Deckschicht bildet die Basis für terrestrische Bodenbildung im Oberboden. Daraus resultieren im Übergangsbereich vom Plateau zu den niederen Terrassen pseudovergleyte Braunerden (P12, P13, P14, P15 und L14).

- Die mittleren bis unteren Hänge beziehungsweise Zwischenebenen mit besser entwickelter Drainage weisen ausnahmslos Braunerden auf. Hier ist der Einfluß des Taliks am deutlichsten spürbar. Die rezente Permafrosttiefe beträgt mindestens zwei Meter, an etlichen Stellen konnte sie auch in sechs Metern Tiefe noch nicht erbohrt werden. Auf meist schluffigem bis sandigem Substrat bilden sich typische Braunerden. Diese nehmen die gesamten unteren bis mittleren Hangbereiche ein und werden erst von der rezenten Bachau beziehungsweise Flußau abgelöst (Profile P2, P7, P8, P9, P10 und P16).

	Untere Zwischenebenen und Hangbereiche	Obere Zwischenebenen und Hangbereiche	Plateau
Mächtigkeit der Deckschicht (cm)	58	105	> 130
Mächtigkeit des Bv-Horizontes (cm)	27	15	0
gU in der Deckschicht (%)	38,0	27,1	30,7
gU im Ausgangsgestein (%)	15,5	17,1	-
Gdsk der Deckschicht	2,1	2,2	2,8
Gdsk des Ausgangsgesteins	1,3	2,3	-
Verwitterungsindex (Ordinate) der Deckschicht	0,45	0,45	0,47
Verwitterungsindex (Ordinate) des Bv-Horizontes	0,44	0,43	-
Basensättigung der Deckschicht (ohne Ah-Horizont) (%)	83,1	79,2	92,2
pH-Wert der Deckschicht (ohne Ah-Horizont)	5,8	5,7	6,6

Tab. 6.1: Durchschnittliche Werte aller Profile eines Standorttyps.

Eine statistische Auswertung anhand der Mittelwerte verschiedener Parameter der beschriebenen Standorttypen (Tab. 6.1) läßt erste Verallgemeinerungen innerhalb des Testgebietes Igarka zu. Die allgemeine Deckschichtenmächtigkeit nimmt in Richtung der alten rückwärtigen Plateaus erwartungsgemäß zu. Die Mächtigkeit der Deckschichtenausbildung kann aufgrund der heterogenen Ausgangsgesteine nur vorsichtig geschätzt werden. In jedem Fall zeigt die Grobschluffanreicherung und die Erhöhung des Gdsk im oberen Profilabschnitt, daß die unteren Zwischenebenen ebenfalls einer starken periglazialen Überprägung unterlagen.

Insgesamt ist die Bodenentwicklung im gesamten Untersuchungsgebiet sehr intensiv verlaufen. Die Braunhorizonte sind auf den unteren Zwischenebenen am mächtigsten, werden auf den oberen Zwischenebenen dünner und streichen zu den rückwärtigen Plateaus hin völlig aus. Die Verwitterungsindizes wie auch Basensättigung und pH-Werte der Deckschichten auf den Zwischenebenen liegen deutlich unterhalb derjenigen Werte der Plateaustandorte.

6.3 Bodengeographische Beschreibung des südlichen Untersuchungsgebietes bei Turuchansk

Das südliche Untersuchungsgebiet mit seinem dichten und hohen Baumbestand gehört aus vegetationsgeographischer Sicht zur nördlichen Taiga (vgl. STAKANOV, 2002).

Die verschiedenen Niveaus des Bacheinzugsgebietes wurden in Form eines Transsektes mit Bohrungen und Schürfgruben erkundet. Weder am Jenissejkliff mit Profiltiefen bis 10 m noch in den 5m-Bohrungen des Rücklandes konnte Permafrost beobachtet werden. Ebenso wurde nirgendwo Kalk angetroffen, was im Vergleich zum nördlichen Testgebiet auf ein prinzipiell anderes Sedimentationsmilieu hinweist.

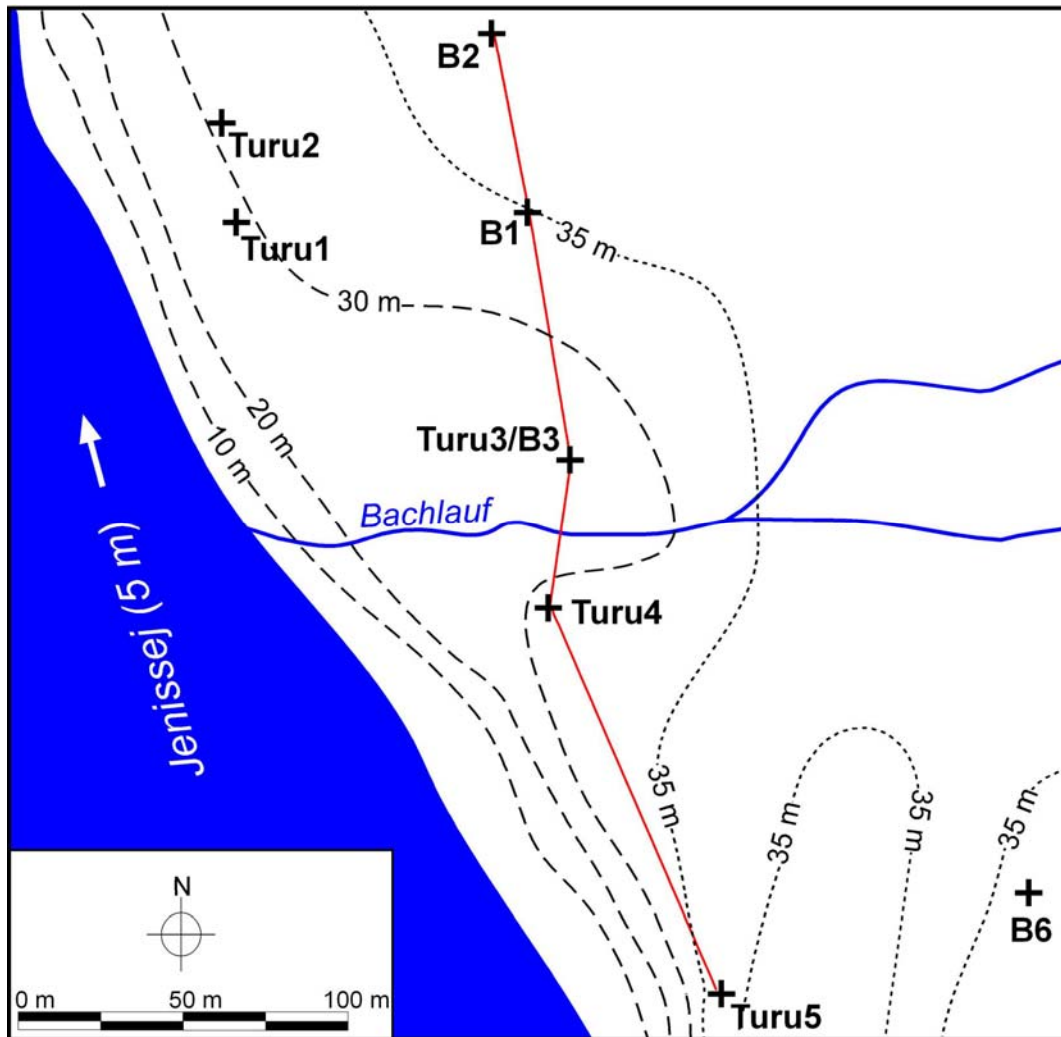


Abb. 6.22: Das südliche Untersuchungsgebiet bei Turuchansk mit dem rot markierten Transsekt.

Am Nordrand des Untersuchungsgebietes befindet sich Profil B2 (Abb. 6.23) auf der höchsten Zwischenebene in 39 m über NN. Hier bildet Sandlöß das eingliedrige periglaziale Decksediment über den geschichteten und schluffarmen Sanden der Karginsker Terrasse.

Der Hauptverwitterungsbereich hebt sich aufgrund seines höheren Schluffgehaltes vom Ausgangssubstrat ab. Das freie Eisen und die Kationenaustauschkapazität haben im Bv-Horizont ihre absoluten Maxima. Dementsprechend zeigen auch pH-Wert, Basensättigung und die beiden Quotienten des Kronberg-Nesbitt Index ihre Minima in diesem Bereich. Der Cv-Horizont stellt den Übergangsbereich der bereits angewitterten Sande der Karginsker Terrasse zum Hauptverwitterungshorizont dar.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
B 2/1	10	Ah	0	5,7	10 YR 2/3	1,49	0,38	0,26	51,2	79,7	5,92	0,27	22	0,88	0,47
B 2/2	35	Bv	0	5,4	10 YR 4/4	1,75	0,41	0,24	42,4	84,0	0,99	0,05	21	0,88	0,43
B 2/3	50	Cv	0	5,6	7,5 YR 3/3	0,91	0,25	0,28	42,2	92,4	0,41	0,02	17	0,88	0,50
B 2/4	80	C	0	6,1	10 YR 3/4	0,89	0,32	0,36	36,0	93,3	0,37	0,02	19	0,89	0,56
B 2/5	200	C	0	5,9	10 YR 3/3	0,88	0,27	0,30	41,6	94,2	0,35	0,02	21	0,88	0,54
B 2/6	300	C	0	7,0	10 YR 2/1	-	-	-	27,6	92,8	0,51	0,03	15	0,90	0,64
B 2/7	360	C	0	6,2	10 YR 3/3	-	-	-	41,0	93,7	0,33	0,01	38	0,88	0,55
B 2/8	500	C	0	6,7	10 YR 2/1	-	-	-	32,0	92,5	0,12	0,00	36	0,90	0,63

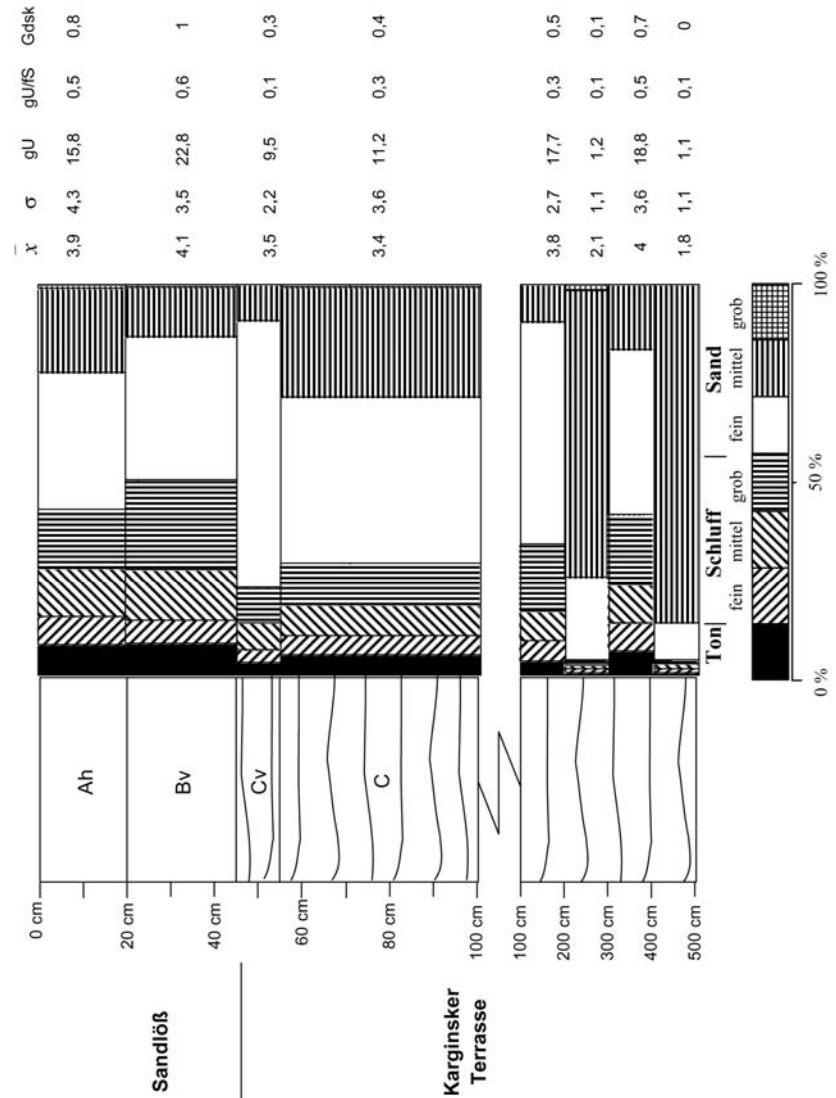


Abb. 6.23: Profil B2 – Braunerde.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/l/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
Turu 2/1	5	Ah	0	4,9	10 YR 2/1	1,22	0,32	0,26	51,4	71,6	5,22	0,26	20	-	-
Turu 2/2	15	Bv	0	5,3	10 YR 3/3	1,57	0,33	0,21	36,8	83,7	1,19	0,06	20	0,88	0,45
Turu 2/3	20	Bv	0	5,3	10 YR 3/3	1,66	0,51	0,31	39,6	84,8	0,99	0,05	18	0,88	0,44
Turu 2/4	25	Bv	0	5,4	10 YR 3/3	1,53	0,58	0,38	37,8	84,7	0,89	0,05	19	0,88	0,43
Turu 2/5	30	Bv	0	6,0	10 YR 3/3	1,61	0,47	0,29	37,6	87,8	0,84	0,05	18	0,88	0,44
Turu 2/6	40	Cv	0	5,8	10 YR 3/4	1,31	0,37	0,28	35,2	88,6	0,51	0,03	15	0,88	0,46
Turu 2/7	50	Cv	0	5,9	10 YR 3/4	1,01	0,38	0,38	37,6	91,5	0,43	0,02	19	0,88	0,49
Turu 2/8	70	C	0	6,1	2,5 YR 3/3	0,93	0,31	0,33	38,0	92,6	0,52	0,03	16	0,89	0,50

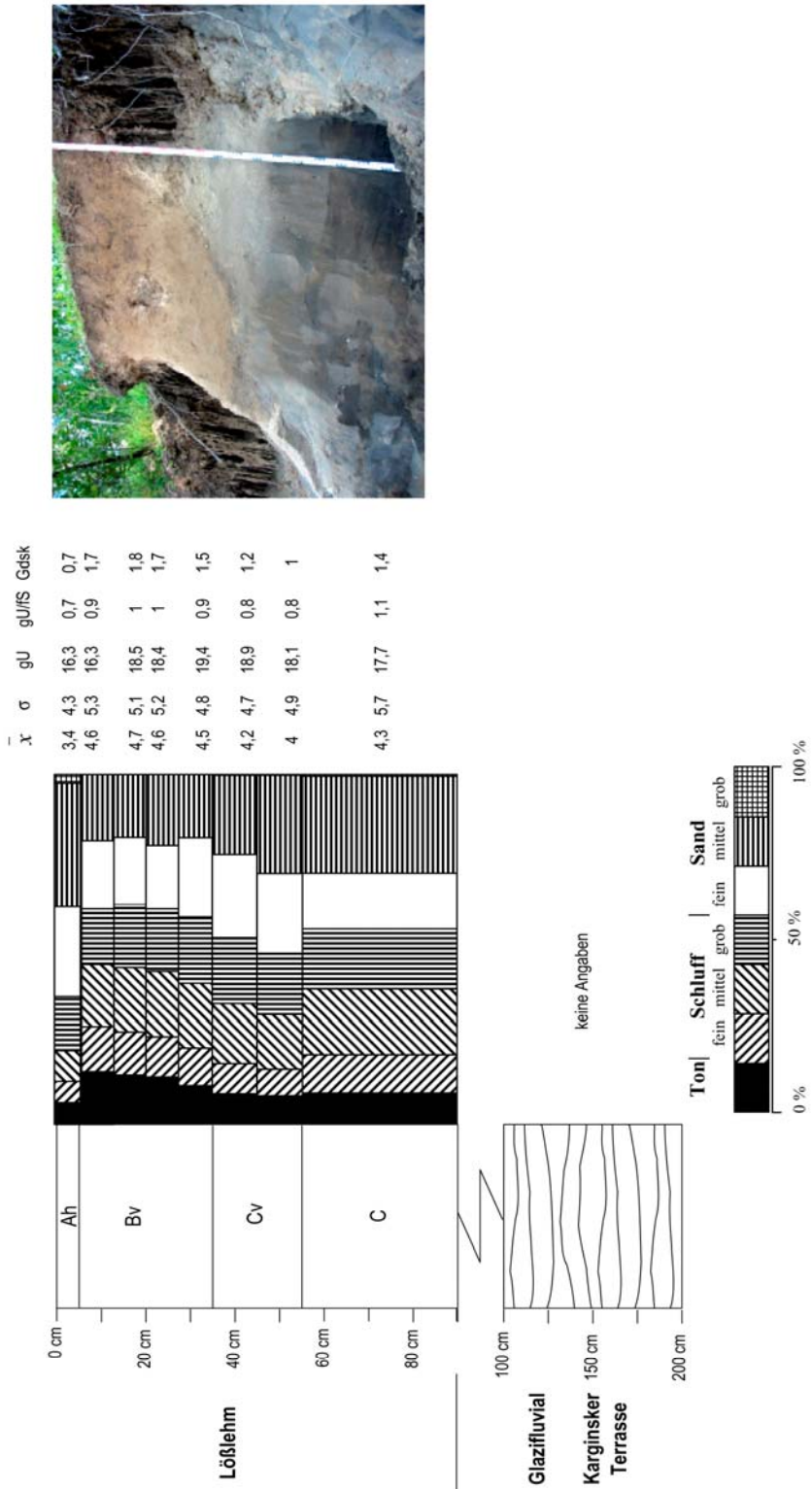


Abb. 6.24: Profil Turu2 – Braunerde.

Die Laborwerte zeigen hier deutliche Verwitterungstendenzen, die jedoch weniger stark ausgeprägt sind als im Bv-Horizont.

Der Ah-Horizont ist mit 20 cm relativ mächtig ausgebildet. Das Profil kann als Prototyp einer Braunerde gelten.

Ebenfalls auf dem höchsten Geländeniveau wurde Profil Turu2 (Abb. 6.24) angelegt. Das Liegende bilden die geschichteten Sande der Karginer Terrasse. Das hangende Decksediment ist wiederum eingliedrig aufgebaut. Jedoch sind Lößlehmdecke und Hauptverwitterungszone in diesem Fall nicht koinzident, denn der Lößlehm reicht in weit größere Profiltiefen als die Bodenbildung.

Pedologisch entspricht Turu2 als (Norm-)Braunerde im Wesentlichen Profil B2.

Die nach oben zunehmende Verlehmung findet ihr Maximum an der Obergrenze des Verwitterungsbereiches in etwa 5-10 cm Tiefe.

Die Kationenaustauschkapazität steigt beim Übergang vom Cv- zum C-Horizont allmählich an. Dagegen lassen sich im Bv- und Cv-Horizont signifikante Höchstwerte beim dithionit-löslichen Eisen, bei der Basensättigung und beim Verwitterungsindex nachweisen. Die C/N-Werte zeigen eine relativ geringe Spannweite an.

Unterhalb dieses Niveaus wurden Profil Turu1 (Abb. 6.25) sowie Profil und Bohrung B1 (Abb. 6.27) angelegt.

Profil Turu1 weist eine einteilige Deckschicht aus Sandlöß auf, der Boden wurde als Braunerde angesprochen. Das reliktsche Decksediment setzt sich folglich nur eingliedrig zusammen, stellt aber ebenfalls die Basis der Hauptverwitterungszone dar. Ab 45 cm Tiefe setzen wieder die Sande der Karginer Terrasse ein, wovon die obersten 25 cm nicht als C- sondern als Cv-Horizont klassifiziert wurden. Der gleichbleibend hohe Tonanteil in der Deckschicht deutet eher auf einen sedimentologisch bedingten höheren Tonanteil als auf Verwitterungsprozesse (Verlehmung) hin.

Das pedogene Eisen erreicht im Bv-Horizont sehr hohe Werte, ebenso der Kristallisationsgrad des freien Eisens und die Kationenaustauschkapazität. Der Kronberg-Nesbitt-Index und die Basensättigung weisen mit ihren niedrigen Werten hier ebenfalls die Hauptverwitterungszone aus.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
Turu 1/5	5	Ah	0	5,4	7,5 YR 2,5/2	-	-	-	39,6	64,6	4,57	0,23	20	0,88	0,50
Turu 1/4	15	Bv	0	5,4	7,5 YR 2,5/2	1,71	0,47	0,27	37,2	76,3	1,81	0,09	20	0,87	0,48
Turu 1/3	35	Bv	0	5,5	7,5 YR 2,5/3	1,55	0,47	0,31	37,2	80,6	1,23	0,07	19	0,87	0,47
Turu 1/2	55	II Cv	0	5,5	7,5 YR 2,5/2	0,40	0,08	0,19	23,2	75,9	0,55	0,05	12	0,88	0,58
Turu 1/1	90	C	0	5,3	10 YR 2/2	0,26	0,03	0,12	16,8	83,3	-	-	-	0,90	0,66



\bar{x}	σ	gU	gU/FS	Gask
3,1	5,2	10,1	0,6	0,7
3,6	6,4	9,4	0,7	0,9
3,7	6,3	12,2	0,8	1
1,5	0,4	0,2	0	0,1
1,7	0,6	0,1	0	0

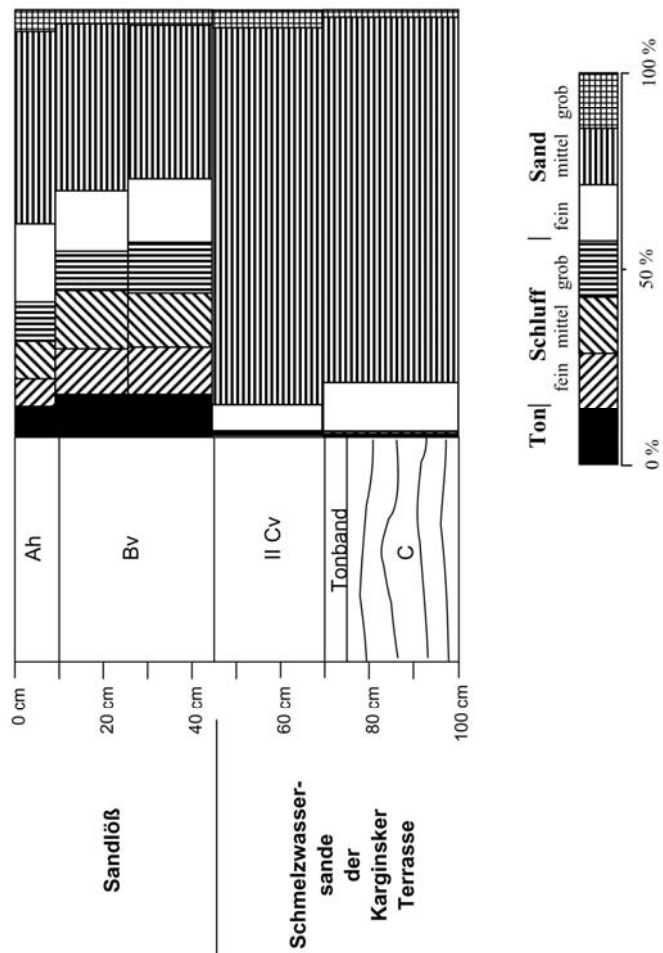


Abb. 6.25: Profil Turu1 – Braunerde.

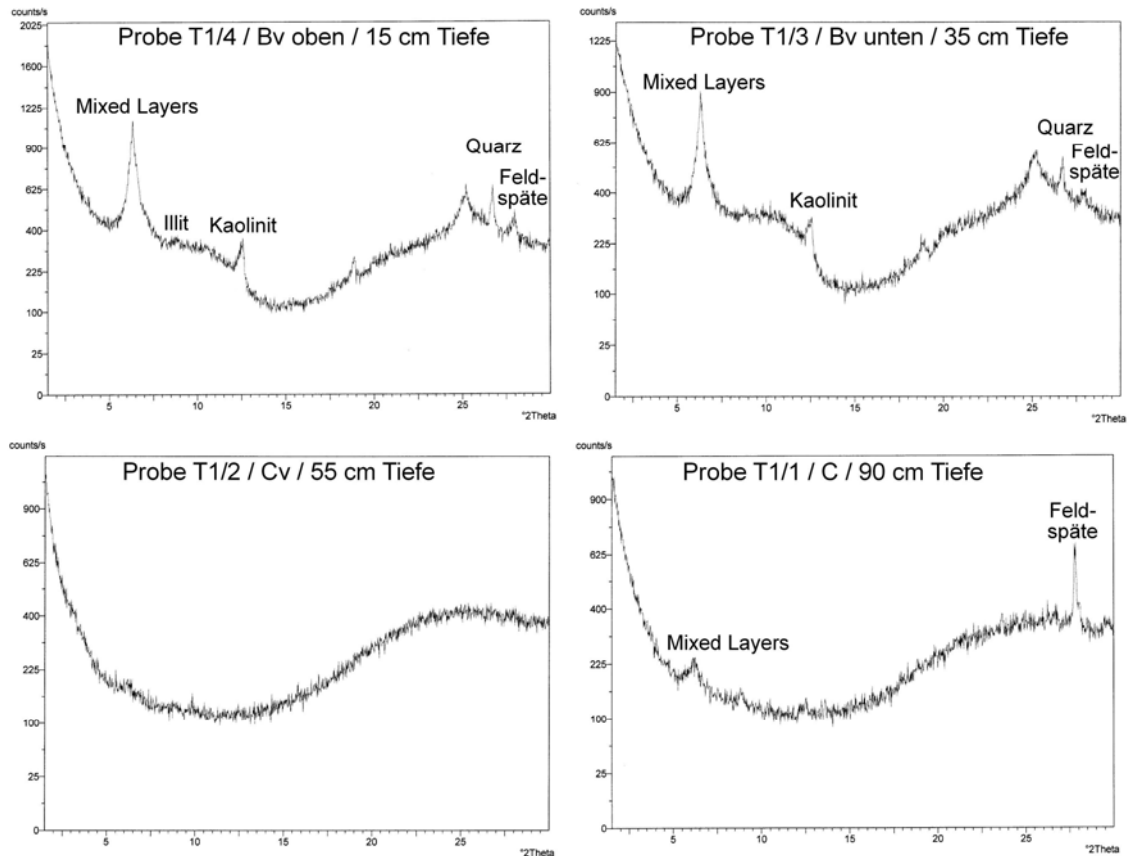


Abb. 6.26: Röntgendiffraktometrische Analysen des Profils Turu1
(luftgetrocknet und glykolisiert übereinander gelegt).

Die röntgendiffraktometrischen Analysen von Profil Turu1 zeigen deutlich das amorphe Substrat der Karginer Terrasse mit einem geringen Anteil von Wechsellagerungsmineralien und Feldspäten. Im Verwitterungshorizont kann keine signifikante Tonmineralneubildung nachgewiesen werden. Somit ist anzunehmen, daß der Tonanteil im Bv-Horizont durch physikalische Verwitterung entstanden ist.

Profil B1 (Abb. 6.27) besitzt eine zweigliedrig aufgebaute, periglaziale Deckschicht mit Lößlehm über einer Solifluktsdecke. Sie besteht offenbar aus am Hang verlagertem Sand vermischt mit eingewehtem Flugstaub. Darunter schließt sich der glazifluviale Terrassenkörper der Karginer Terrasse an, dessen oberer Abschnitt ungeschichtet ist. Im geschichteten liegenden Bereich finden sich vereinzelt Feinkiese.

Der Lößlehm weist einen ungewöhnlich hohen Tongehalt auf, dessen Ursache sicher weniger in der Verlehmung als in der Sedimentation zu sehen ist. Ungeachtet dessen wird dieser Bereich auch von den chemischen Parametern als Hauptverwitterungszone definiert.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
B 1/1	5	Ah	0	5,0	10 YR 2/2	1,30	0,30	0,23	49,8	76,3	7,32	0,31	24	-	-
B 1/2	20	Bv	0	5,6	10 YR 3/4	1,24	0,34	0,27	37,2	84,9	0,62	0,03	21	0,88	0,49
B 1/3	35	II Cv	0	5,6	10 YR 3/2	0,76	0,21	0,28	32,4	90,1	0,29	0,01	26	0,89	0,58
B 1/4	60	II C	0	6,7	10 YR 1/1	0,61	0,29	0,49	36,4	87,9	0,53	0,01	36	0,89	0,58
B 1/5	200	III C	0	6,3	10 YR 2/1	0,51	0,22	0,43	28,0	92,9	0,14	0,00	92	0,90	0,63
B 1/6	300	III C	0	6,8	10 YR 1/1	-	-	-	27,6	89,1	0,10	0,00	116	0,89	0,62
B 1/7	400	III C	0	6,0	10 YR 2/1	-	-	-	28,4	91,5	0,10	0,00	256	0,90	0,63
B 1/8	500	III C	0	6,3	10 YR 2/1	-	-	-	22,8	93,0	0,13	0,00	220	0,90	0,66

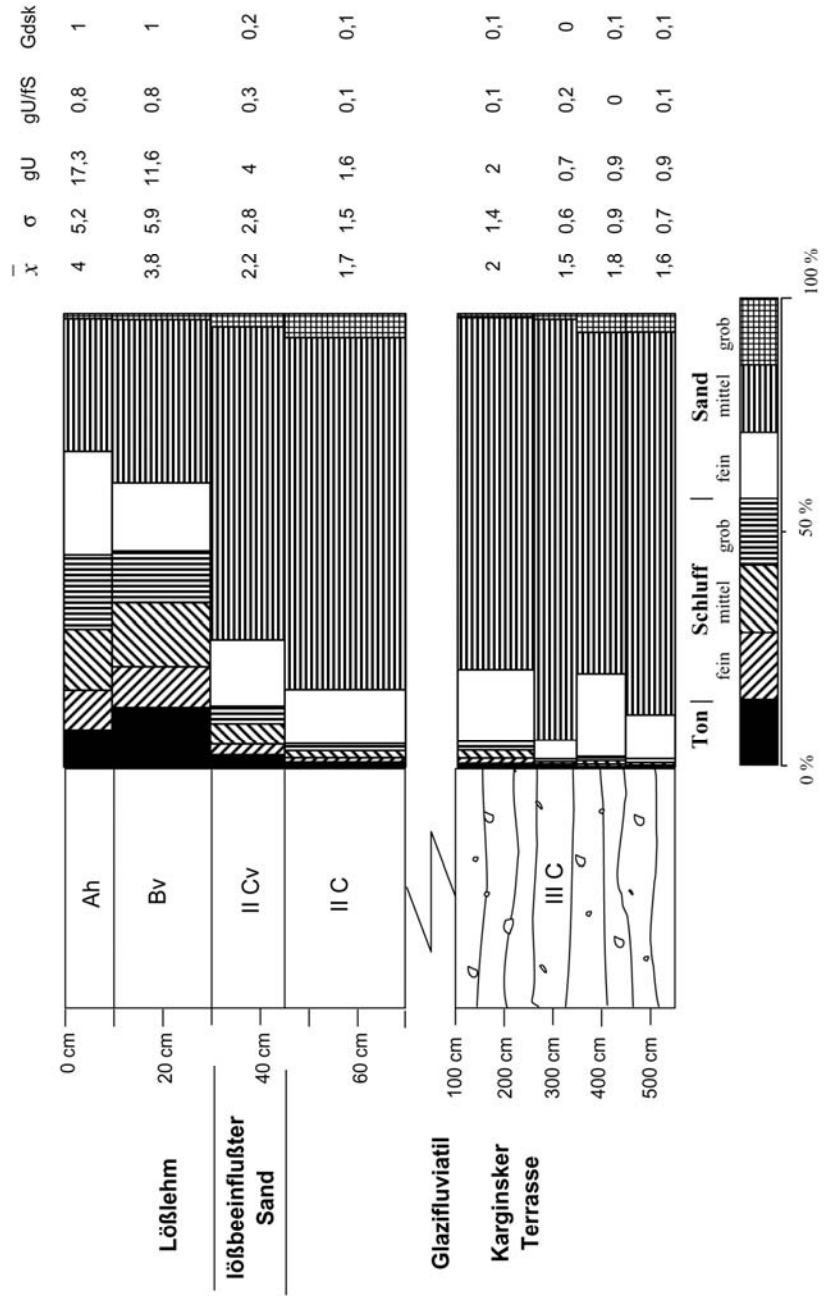


Abb. 6.27: Profil B1 - Braunerde.

Sowohl im Lößlehm als auch in der Solifluktionsdecke weisen die Verwitterungsindizes und die pH-Werte Minima auf. Die löslichen Eisenfraktionen unterstreichen die interne Unterteilung in Bv- und IICv-Horizont dieser Braunerde.

Auf der untersten Zwischenebene in unmittelbarer Bachnähe befindet sich Profil Turu3 (Abb. 6.28). Die auf den oberen Niveaus flächenhaft verbreiteten äolischen Decksedimente kommen an diesem Standort nicht vor. Das Profil ist trotz seiner sedimentologischen Dreiteilung insgesamt der fluviatilen Fazies zuzuordnen. Die obersten 40 cm nimmt ein Auenlehm mit hohen Schluffgehalten ein, in welchem ein Ah-Horizont entwickelt ist.

Die Nähe des Bachs bewirkt eine regelmäßig stattfindende Überschwemmung dieses Standortes. Bis in eine Tiefe von 230 cm folgen dann geschichtete Bachsedimente mit deutlich höheren Sandgehalten. Im Liegenden treten, wie an den anderen Standorten, gröbere Sande und Kiese der Karginsker Terrasse auf.

Im Gegensatz zu den höheren Niveaus fehlt diesem Profil in der Bachau ein Verwitterungshorizont. Der Verwitterungsindex ist im gesamten Profil äußerst hoch, ebenfalls Basensättigung und pH-Wert. Die Anteile des Stickstoffs und organischen Kohlenstoffs sind dagegen sehr gering. Der Boden gehört somit zur Klasse der Auenböden mit der Typenbezeichnung Paternia (Auenregosol).

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
Turu 3/1	20	Ah	0	5,9	10 YR 2/2	1,50	0,43	0,29	36,0	88,9	0,92	0,05	18	0,88	0,52
Turu 3/2	50	II C	0	6,0	10 YR 3/4	0,87	0,36	0,42	33,6	88,1	0,25	0,02	15	0,89	0,57
B 3/2	85	II C	0	5,9	10 YR 3/3	0,85	0,27	0,32	32,8	92,4	0,46	0,03	15	0,89	0,57
B 3/3	200	II C	0	6,2	10 YR 3/4	0,84	0,26	0,31	32,4	92,6	0,57	0,04	14	0,89	0,58
B 3/4	260	II C	0	6,6	10 YR 2/1	0,49	0,15	0,30	23,6	91,5	0,26	0,02	15	0,89	0,62

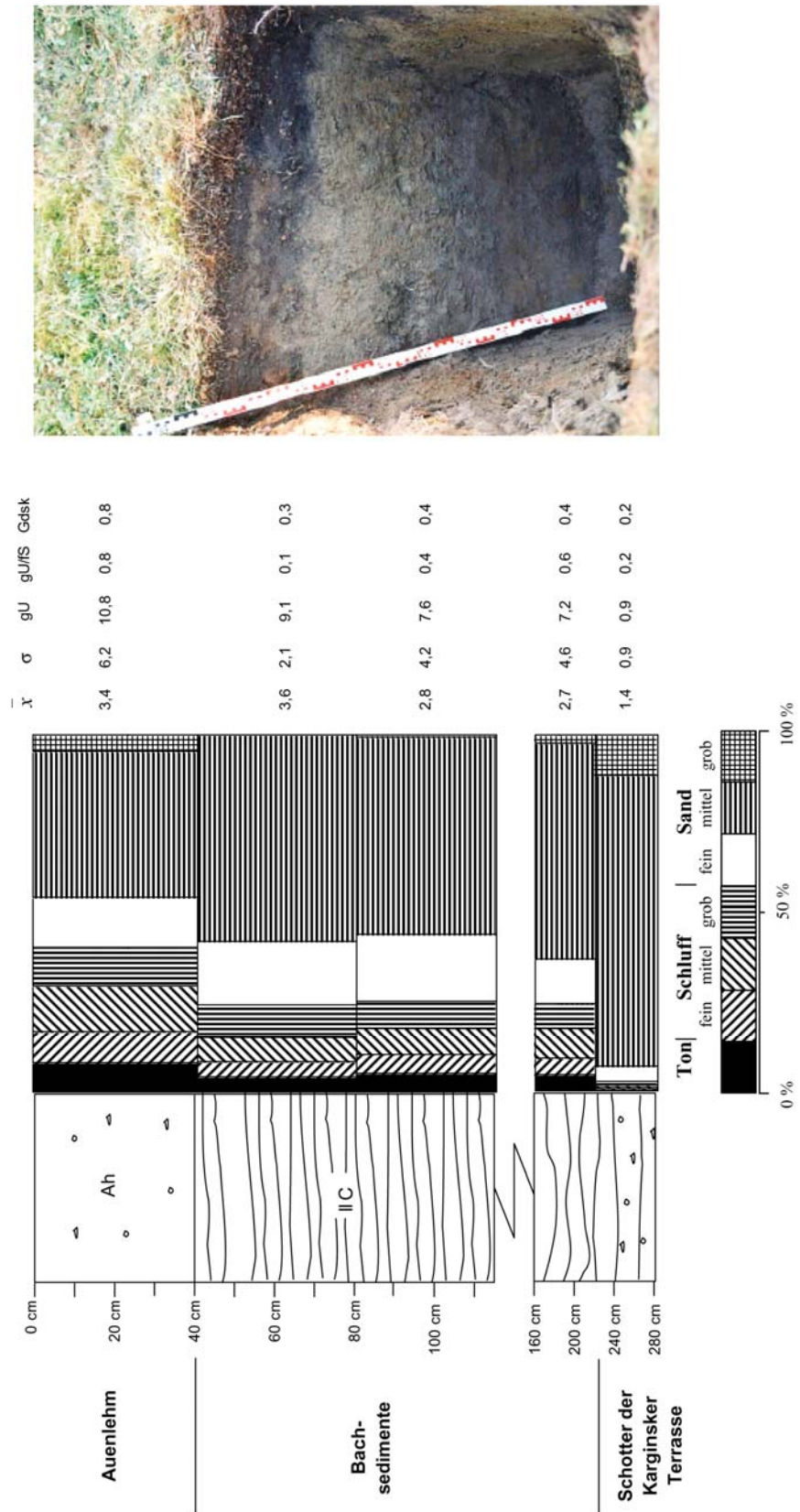


Abb. 6.28: Profil Turu3 – Auenregosol.

Südlich des Bachs schließt sich Profil Turu4 (Abb. 6.29) an. Es befindet sich bereits sechs Meter oberhalb des Bachlaufs und ist somit nicht mehr dessen Hochwasserereignissen ausgesetzt. Dieses Profil zeigt wiederum ein zweigliedriges Decksediment mit schluffreichem Lößlehm und einer solifluidalen Fazies mit kleinen Steinen und Feinkiesen. Unterhalb 80 cm Tiefe beginnen die geschichteten Bachsedimente und ab 150 cm Tiefe folgen die Sedimente der Karginsker Terrasse. Eine schwache Verlehmungstendenz zum Hangenden hin wird erkennbar.

Die Ergebnisse der Laboranalysen bekräftigen das Vorkommen einer Verwitterungszone im hangenden Bereich. Verwitterungsindex, Basensättigung und pH-Wert zeigen einen Braunhorizont bis in 50 cm Tiefe an. Auch die hohen Werte des freien Eisens und der Kationenaustauschkapazität sind ein Beleg dafür.

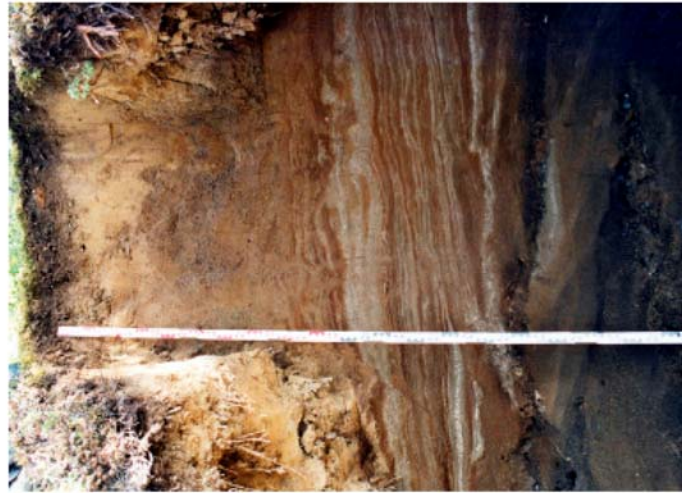
Auf der höchsten Terrasse südlich des Baches befindet sich mit Profil Turu5 (Abb. 6.30) eine mächtig ausgebildete Normbraunerde.

Die zweiteilige ungeschichtete Deckserie besteht aus Lößlehm über einem Solifluktionlöß. Die geschichteten Sande der Karginsker Terrasse setzen wiederum bei einem Meter unter Flur ein.

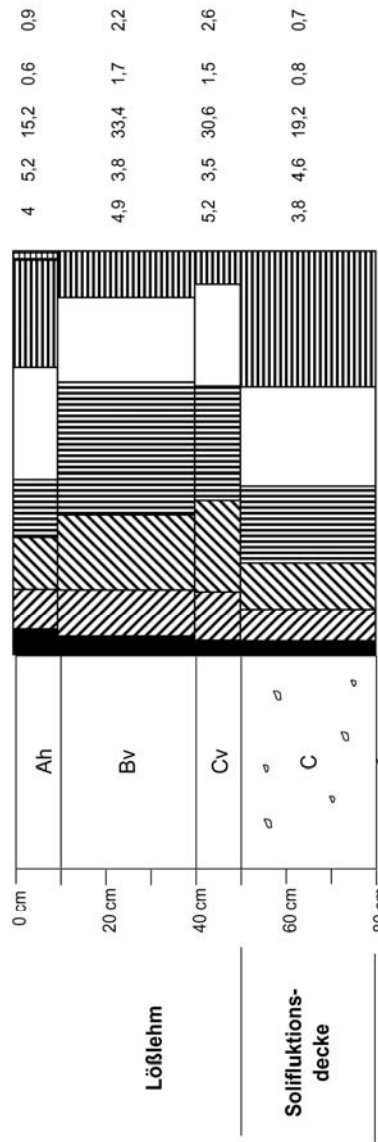
Der Tongehalt weist auf schwache Verlehmungsprozesse der Horizonte in den Deckschichten hin. Der Hauptverwitterungshorizont zeigt Minima in pH-Wert, Basensättigung und dem Kronberg-Nesbitt-Index. Gleichzeitig weist er ein signifikantes Maximum bei den Werten des freien Eisens auf. Dies sind eindeutige Belege für die Existenz eines Braunhorizontes. Auffallend ist auch der hohe Kohlenstoffanteil im Bv-Horizont. Dies könnte ein Zeichen für intensive Bioturbation sein.

Im Wesentlichen spiegelt dieses Profil die Ergebnisse von Profil Turu4 wider. Sowohl die Mächtigkeit der Deckschicht als auch das Einsetzen der Karginsker Terrasse sind identisch. Lediglich die Laboranalysen lassen den Schluß zu, daß die Verwitterung im höher gelegenen Profil (Turu5) bereits weiter fortgeschritten ist.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/l ^z /kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
Turu 4/1	7	Ah	0	4,2	10 YR 2/2	1,44	0,27	0,19	37,8	50,8	5,07	0,17	29	0,89	0,43
Turu 4/2	25	Bv	0	5,6	10 YR 3/4	1,82	0,27	0,18	37,6	89,4	0,71	0,04	17	0,88	0,41
Turu 4/3	45	Cv	0	6,0	10 YR 3/3	1,46	0,23	0,13	36,8	92,4	0,60	0,04	16	0,89	0,42
Turu 4/4	60	C	0	6,7	10 YR 3/4	1,09	0,23	0,21	35,2	94,3	0,29	0,02	12	0,89	0,52



\bar{x} σ gu/gu/FS Gask



keine Angaben

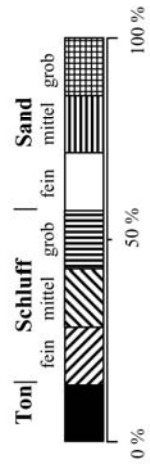


Abb. 6.29: Profil Turu4 – Braunerde.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
Turu 5/1	7	Ah	0	4,3	10 YR 3/2	1,59	0,21	0,13	40,8	58,8	4,01	0,20	21	0,89	0,47
Turu 5/2	25	Bv	0	5,5	10 YR 3/3	1,68	0,24	0,15	35,0	84,0	1,07	0,05	22	0,89	0,46
Turu 5/3	50	II Cv	0	6,0	10 YR 3/3	1,33	0,23	0,17	37,0	89,2	0,85	0,05	17	0,89	0,49
Turu 5/4	70	II C	0	6,0	10 YR 3/4	1,02	0,38	0,37	33,8	91,1	0,47	0,03	16	0,89	0,51



\bar{x}	σ	gU	gU/S	Gdsk
4	5,5	17,8	0,8	1,1
4,7	5,7	18,1	1,3	1,9
4,2	6,1	14,2	1,1	1,2
4,1	6,2	15,6	1,6	1,2

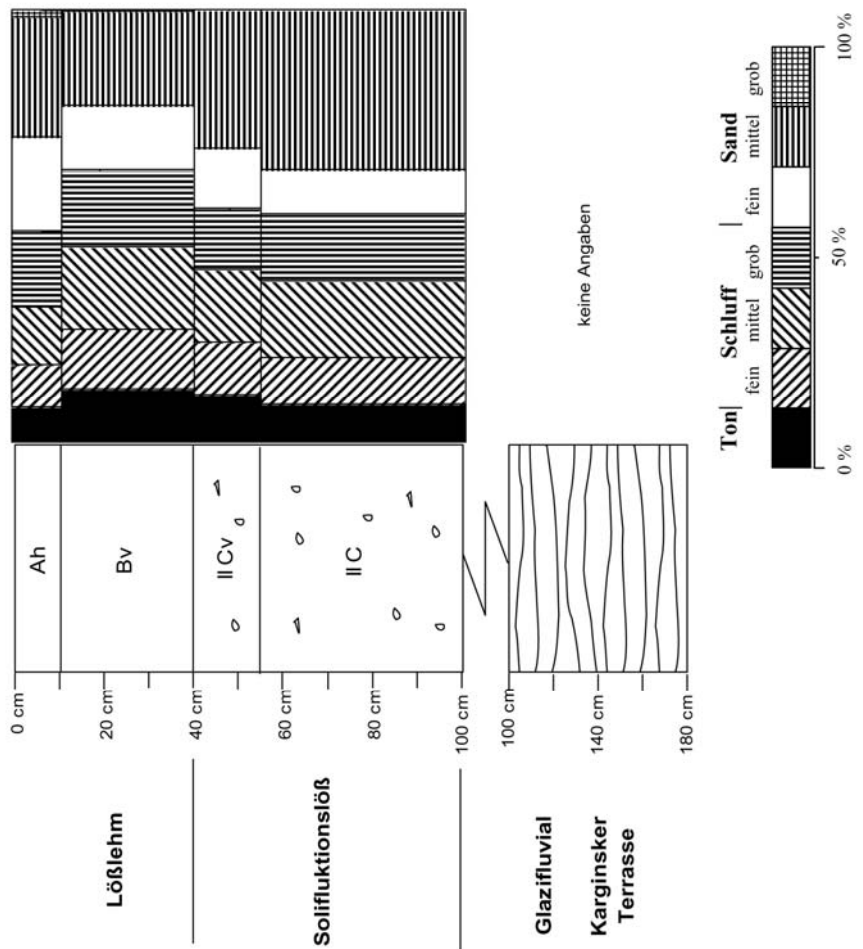


Abb. 6.30: Profil Turu5 – Braunerde.

Profil B6 (Abb. 6.31) gehört wie Profil Turu5 zur obersten Terrasse, liegt jedoch etwa 100 m im Rückland des Jenissejkliffs.

Das periglaziale Decksediment ist mit Sandlöß und lößbeeinflußtem Bachsediment zweigliedrig aufgebaut. Darunter schließen sich geschichtete Bachsedimente und die Karginsker Terrasse an.

Im Profil wird eine deutliche Verlehmungstendenz zum Hangenden hin erkennbar. Die Basis der Deckschicht ist mit der Untergrenze der Hauptverwitterungszone (Bv) koinzident.

Der pH-Wert steigt erst unterhalb des Verbraunungshorizontes an. Auch Basensättigung und Verwitterungsindex zeigen dieses Verhalten. Das Maximum des pedogenen Eisens ist eindeutig im Bv-Horizont vorzufinden. Das Profil muß daher im Sinne der AG BODENSYSTEMATIK (1998) als Braunerde angesprochen werden. Das C/N-Verhältnis weist im Oberboden ungewöhnliche Höchstwerte auf.

6.4 Bodengeographische Interpretation des südlichen Untersuchungsgebietes bei Turuchansk

Das südliche Untersuchungsgebiet zählt bereits zur nördlichen Taiga. Im Gegensatz zum nördlichen Testgebiet fällt hier rezenter Permafrost als bodenbildender Faktor aus, auch wenn reliktsche Eiskörper im tieferen Untergrund natürlich nicht ausgeschlossen werden können. Wie bereits angesprochen wurde, konnten die eigenen Untersuchungen jedoch nicht klären, ob es sich hier um einen breiten Jenissejtalik oder flächenhaft permafrostfreie Gebiete handelt.

Abgesehen vom unmittelbaren Bereich des Bachtälchens ist die Landschaft der Karginsker Terrasse bei Turuchansk von reliktschen, periglazialen Decksedimenten überzogen. Als Hangendfolge tritt dabei immer eine äolische Fazies auf (Sandlöß oder Lößlehm). Darunter schließt sich häufig eine äolisch-solifluidale Mischfazies an. Einteilige, rein äolische Deckserien treten vor allem auf den oberen Niveaus auf. Die Deckschichten zeigen ebenso eine statistisch nachweisbare Grobschluffanreicherung gegenüber dem Ausgangsgestein wie eine deutliche Erhöhung des Geschiebedecksandkoeffizienten (Tab. 6.2).

	Braunerden
Mächtigkeit der Deckschicht (cm)	56
Mächtigkeit des Bv-Horizontes (cm)	27
gU in der Deckschicht (%)	16,3
gU im Ausgangsgestein (%)	7,9
Gdsk der Deckschicht	1,2
Gdsk des Ausgangsgesteins	0,3
Verwitterungsindex (Ordinate) der Deckschicht	0,47
Verwitterungsindex (Ordinate) des Ausgangsgesteins	0,60
pH-Wert der Deckschicht (ohne Ah-Horizont)	5,8
Basensättigung der Deckschicht (ohne Ah-Horizont) (%)	84,4

Tab. 6.2: Durchschnittliche Werte aller Braunerden des südlichen Untersuchungsgebietes.

Die liegenden Schmelzwassersande der Karginer Terrasse sind vermutlich aufgrund ihres langen Transportes entkalkt und schufen somit ein insgesamt verwitterungsfreundliches Milieu. Bedingt durch den fehlenden Permafrost und die gute Wasserdurchlässigkeit des sandig-kiesigen Terrassenkörpers dominieren im Testgebiet Turuchansk die terrestrischen Bodenbildungen. Somit konnten auch keine diffizilen Abhängigkeiten der Bodenbildung von Höhenlage und Hangneigung wie im nördlichen Untersuchungsgebiet bei Igarka festgestellt werden. Bis auf das Bachauenprofil Turu3 (Abb. 6.28) wurden hier sämtliche Profile als Braunerde (nach AG BODENSYSTEMATIK, 1998) klassifiziert.

Die Braunhorizonte sind auch hier regelhaft an die reliktschen periglazialen Decksedimente gebunden, deren obere Hälfte sie im Durchschnitt einnehmen (Tab. 6.2). Nach der vorangegangenen makroskopischen und analytischen Einzelbeschreibung der Braunerden wurden sie statistisch auf ihren mittleren Bodenbildungszustand geprüft. An sämtlichen Profilen ist eine deutliche Verlehmung des Ausgangsgesteins in den Bv-Horizonten erkennbar, dazu treten die typischen Minima der Verwitterungsindizes, weshalb sie sich deutlich vom Ausgangsgestein abheben. Die Durchschnittswerte von

Basensättigung und Verwitterungsindex zeigen im Bv-Horizont typische Werte für Braunerden.

6.5 Bodengeographische Beschreibung des südlichsten Untersuchungsgebietes bei Tatarsk

Das zusätzliche Untersuchungsgebiet Tatarsk befindet sich in der mittleren Taiga nahe der Ortschaft Tatarsk. Da auf dieser Breite auch in größerer Entfernung vom Flußtal kein Permafrost mehr auftritt, sind hier Böden zu erwarten, die denjenigen ähneln die von JERSCHOW, et al. (2001) am besser untersuchten Mittleren Jenissej beschrieben wurden. Insofern diente das Testareal Tatarsk vor allem dazu, den Trend der zunehmend intensiveren Bodenentwicklung von Nord nach Süd zu dokumentieren und dort an bodengeographisch kartierte Gebiete anzuschließen. Die beiden Haupttendenzen der Bodenentwicklung sollen nachfolgend jeweils an einem repräsentativen Profil dargestellt werden.

Die kalk- und skelettfreie Deckschicht (Lößlehm über Lößderivat) von Profil Süd4 (Abb. 6.32) ist mit 120 cm sichtbarer Tiefe sehr mächtig ausgebildet. Im vertikalen Verlauf ist eine deutliche Tonzunahme vom Ausgangsgestein in den Oberboden zu erkennen und läßt die Hauptverwitterungszone im Lößlehm erwarten. Niedrige Quotienten des Kronberg-Nesbitt-Index, pH-Werte und Basensättigungen sowie die Tiefenfunktionen des freien Eisens belegen den Bv-Horizont, welcher mit 45 cm sehr mächtig ausgebildet ist.

Die Hydromorphierung im Untergrund reicht bis an die Basis des Bv-Horizontes heran. Der relativ hohe Aktivitätsgrad des freien Eisens innerhalb des Lößderivates deutet sogar auf eine makroskopisch nicht sichtbare Fortsetzung des Pseudogley-Einflusses nach oben hin. Insofern ist das Profil als pseudovergleyte Braunerde anzusprechen.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
Süd 4/1	5	Ah	0	3,9	10 YR 3/3	0,79	0,34	0,43	26,0	56,9	3,67	0,20	19	0,91	0,45
Süd 4/2	20	Bv	0	4,2	10 YR 3/3	0,82	0,31	0,38	22,0	60,0	2,14	0,13	16	0,91	0,44
Süd 4/3	40	Bv	0	4,2	10 YR 4/3	0,81	0,26	0,32	20,0	76,0	1,37	0,10	14	0,91	0,42
Süd 4/4	70	C	0	5,6	10 YR 4/4	0,72	0,23	0,33	19,6	87,8	0,89	0,07	14	0,91	0,46
Süd 4/5	110	C	0	5,4	10 YR 4/4	0,66	0,16	0,24	20,8	92,3	0,94	0,07	14	0,92	0,47

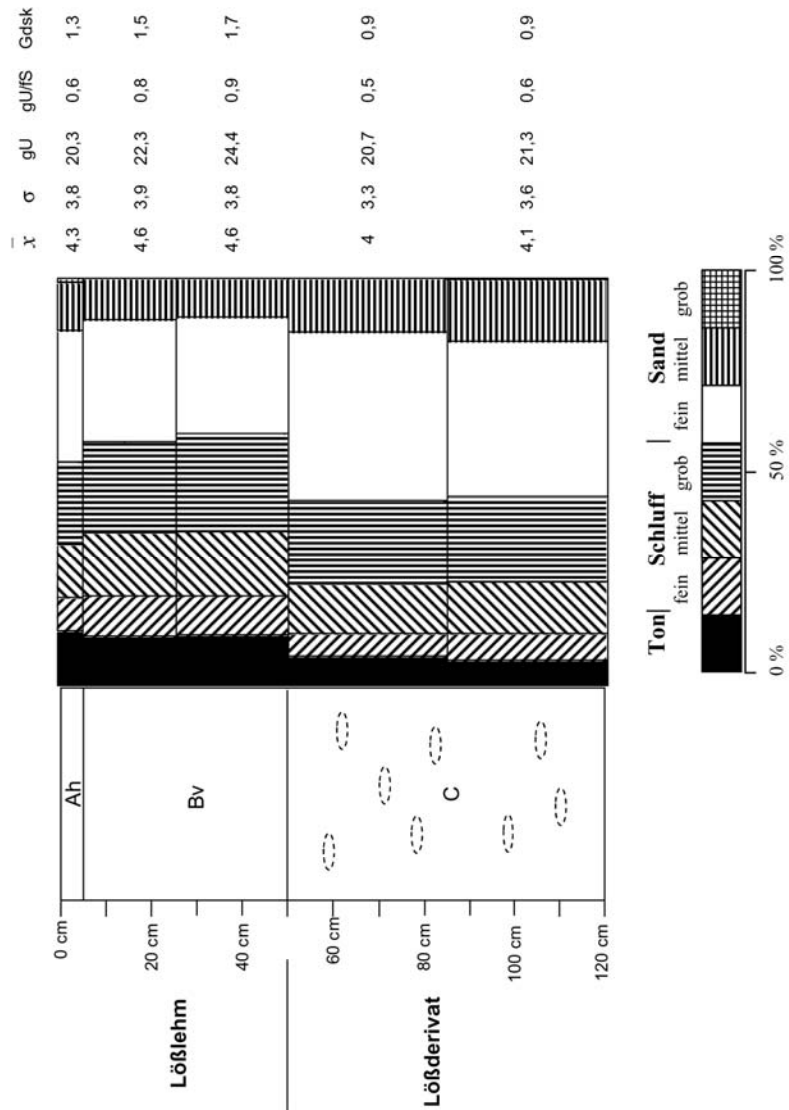


Abb. 6.32: Profil Süd4 – Pseudovergleyte Braunerde.

Profil	Tiefe (cm)	Horizont	CaCO ₃ (%)	pH-Wert (CaCl ₂)	Farbe	Fed (%)	Feo (%)	Feo/Fed	KAK (mmol/z/kg)	BS (%)	C (%)	N (%)	C/N	Index Kronberg-Nesbitt	
														Abszisse	Ordinate
Süd 3/1	10	Ah	0	3,7	10 YR 2/3	0,81	0,34	0,42	31,6	49,4	5,02	0,19	27	0,91	0,42
Süd 3/2	15	Al	0	5,3	10 YR 3/4	0,89	0,33	0,38	26,0	61,5	2,55	0,13	20	0,91	0,41
Süd 3/3	25	Bt	0	4,1	10 YR 4/4	1,01	0,33	0,33	23,2	58,6	1,48	0,10	15	0,90	0,37
Süd 3/4	50	C	0	4,3	10 YR 3/3	0,95	0,25	0,26	25,2	76,2	1,33	0,10	14	0,90	0,38
Süd 3/5	80	C	0	5,1	10 YR 3/3	0,63	0,14	0,21	19,6	91,8	1,36	0,10	14	0,92	0,48

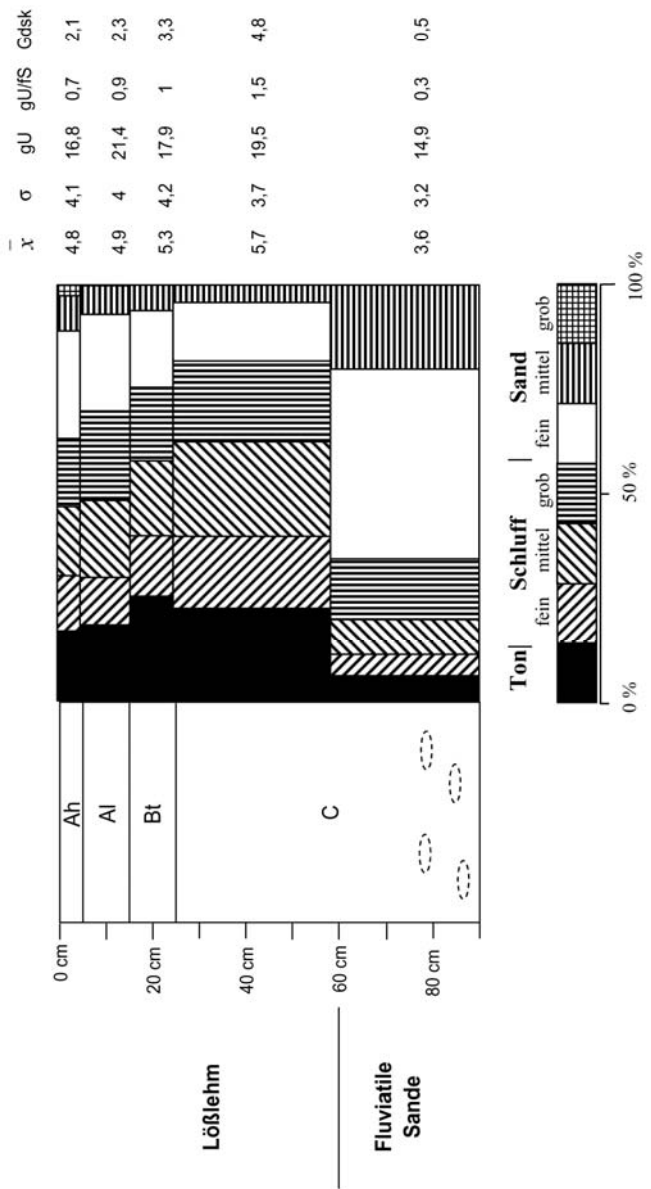


Abb. 6.33: Profil Süd3 – Pseudovergleyte Parabraunerde.

Profil Süd3 (Abb. 6.33) ist in einem 60 cm mächtigen Lößlehm ausgebildet, der fluviatile Jenissejsande überlagert. Das gesamte Profil ist kalkfrei. Auffällig sind die hohen Tongehalte. Eine pedogenetische Tonverlagerung ließ sich makroskopisch ansprechen und durch die Körnungsanalysen unterstützen. Die subneutralen bis sauren pH-Werte deuten ebenfalls auf ein stark verwittertes Profil hin. Die löslichen Eisenfraktionen spiegeln ebenfalls eine Lessivierungsdynamik wider. Auch Basensättigung und der Verwitterungsindex weisen klar auf den Anreicherungshorizont als Hauptverwitterungszone hin. Der untere Profilabschnitt weist hydromorphe Merkmale auf. Trotz der geringeren Mächtigkeiten der Verwitterungshorizonte läßt sich das Profil als schwach ausgebildete, pseudovergleyte Parabraunerde einordnen.

6.6 Bodengeographische Interpretation des südlichsten Untersuchungsgebietes bei Tatarsk

Die Böden im eindeutig permafrostfreien südlichen Untersuchungsgebiet weisen die intensivste Verwitterung und damit auch den höchsten Reifegrad auf. Kennzeichnend für die untersuchten Böden der mittleren Taiga ist weiterhin ein reliktsches Decksediment von mehreren Dezimetern Mächtigkeit. Die Kornfraktionen weisen eine deutliche Verschiebung vom Sand nach Ton und Schluff auf.

Verbraunung und Verlehmung als pedogenetische Prozesse sind hier stärker als in den nördlichen Zonen entwickelt, hinzu kommt die Tonverlagerung als Besonderheit dieses Testgebietes. Ihre Intensität reicht zwar nicht an diejenige von mitteleuropäischen Lessives auf Lößderivaten heran. Bisher jedoch wurden Parabraunerden noch nicht aus der mittelsibirischen Taiga beschrieben. Dies geschieht an dieser Stelle erstmalig.

7. Auswertung der Ergebnisse

7.1 Glazialmorphologische Grundlagen

Die eigenen glazialmorphologischen Feldstudien erlauben - obwohl sie nicht Schwerpunkt der Kartierungen waren - eine für die durchzuführenden bodenkundlichen Arbeiten hinreichend genaue Differenzierung der liegenden Substrate im Untersuchungsgebiet am Unteren Jenissej.

Im nördlichen Areal bei Igarka können die bisher vorliegenden Ergebnisse, die zur Annahme einer interstadialen Terrasse (SACHS, 1948) führten, modifiziert werden.

Die unterschiedlichen Niveaus, die zwischen 25 und 35 m über NN auf der östlichen Jenissejseite auftreten, sind in ihrer glazigenen Anlage und in ihrer glazifluviatilen Überprägung vermutlich der syrjanskzeitlichen Vereisung (vgl. Kap. 5.1) zuzuordnen, sie sind folglich nicht interstadialen Alters. Dabei stellt das nördliche Gebiet um Igarka, innerhalb der syrjanskzeitlichen Endmoränen gelegen, eine Eiszerfallslandschaft mit nur geringer Schmelzwasserbeeinflussung dar, was sich in geringeren Mächtigkeiten der Sedimente äußert.

Die Bohrungen dokumentieren ein ausgesprochen kleinräumiges Mosaik unterschiedlichster glazigener Sedimente. Profil L14 weist zum Beispiel eine 120 cm mächtige Moränenablagerung auf, worin Blöcke mit bis zu 50 cm Durchmesser vorkommen. Die Mächtigkeit der Moränenablagerungen und deren Ausdehnung in die Tiefe ändern sich kleinräumig sehr stark. So setzt in den beiden Profilen P7 und P16 im Kliffbereich des Jenissej das Moränenmaterial bereits in einer Tiefe von ungefähr einem halben Meter ein, während dies an anderen Stellen erst bei einer Tiefe von knapp drei Meter der Fall ist. Auch bezüglich der Mächtigkeit der normalerweise kalkhaltigen Moränenablagerungen ist keine Regelmäßigkeit zu erkennen. Außerdem ist das Verteilungsmuster der Moränen lückenhaft, denn es wird von glazifluviatilen Sanden und rhythmisch geschichteten Staubeckensedimenten durchsetzt.

Aus bodengeographischer Sicht stellt ein derartig beschaffener Untergrund einer Jungmoränenlandschaft einerseits genügend verwitterbares Feinmaterial (vgl. Tab. 7.1) zur Verfügung, wobei insbesondere die teilweise beachtlichen, aber auch stark schwankenden Kalkgehalte eine starke Bodendifferenzierung im Verlauf der nachfolgenden periglazialen und pedologischen Prozesse erwarten lassen. Andererseits sind in dem

breiten Körnungsspektrum auch genügend Grobkomponenten vorhanden, die sich durch periglaziale Vertikal- und Lateralverlagerungen wie Auffrieren oder Solifluktion anreichern können.

Die geschichteten Sande der Karginsker Terrasse des Testgebietes Turuchansk unterscheiden sich zwar signifikant vom vorangehend diskutierten, lassen sich aber in Kenntnis des zwischenliegenden Abschnittes (Übergang glazial-periglazial) zu einem glazialmorphologischen Gesamtmodell, im Sinne einer glazialen Serie, zusammenfassen. Aus genetischer Sicht handelt es sich offenbar um Schmelzwasserebenen ausgehend von den äußersten Syrjanskendmoränen, welche sich auf halber Strecke zwischen Igarka und Turuchansk am Polarkreis befinden. Das entspricht einer Transportstrecke bis zum mittleren Testgebiet von etwa 100 km, weshalb die geschichteten Sandersande in der Fläche entsprechend homogen ausgebildet sind.

Sie weisen alle einen geringen Feinsandanteil, ein ausgesprochenes Maximum im Mittelsand und nur geringe Mengen an Grobsand auf. In den Profilen konnten keine gröberen Kiese oder Steine gefunden werden. Wichtig für die weitere Bodenentwicklung ist auch das völlige Fehlen von Kalk, welches offensichtlich auf den langen Transportweg im Wasser zurückzuführen ist.

Ob die im Testgebiet bei Tatarsk vorkommenden Sande im Untergrund auf glazifluviale Schmelzwässer von Norden oder periglazial-fluviatile Schüttungen von Süden zurückzuführen sind, kann letztendlich nicht entschieden werden. In jedem Fall sind ihre mechanische Zerstörung und ihre Kalkfreiheit als Ausgangsvoraussetzungen für die Prozesse der Bodenentwicklung in diesem südlichen Testareal noch intensiver einzuschätzen.

7.2 Deckschichten als Ausgangsgestein der Bodenbildung

Auch wenn aus der Region des Unteren Jenissej bisher noch keine bodengeologischen Beschreibungen vorlagen, ist der in der vorliegenden Arbeit geführte Nachweis des flächenhaften Vorkommens periglazialer Deckschichten nicht überraschend.

Wie früher schon in den Moränenlandschaften Mittel-, Nord- und Osteuropas (BUSSEMER, 1999; MARKUSE & VESAJOKI, 1985) beobachtet werden konnte, bilden in

situ befindliche Glazialsedimente nur in seltenen Fällen das unmittelbare Ausgangssubstrat der Bodenbildung. Gleiches läßt sich zumindest für das gesamte, während des Jungpleistozäns durch Gletscher geprägte Transsekt zwischen Igarka und Tatarsk bestätigen, ist jedoch auch für das angrenzende Gebiet West- und Mittelsibiriens anzunehmen. Der Zeitraum für den periglazialen Transport und die periglaziale Sedimentation konnte zwar nicht absolut datiert werden, läßt sich aber aufgrund der Lagerungsverhältnisse plausibel in die Sartansk-Kältephase (Spätwürm, siehe Kap. 5.1) einordnen. Im Liegenden der periglazialen Sedimente finden sich nämlich die glazigen Ablagerungen der Syrjanskvergletscherung (Frühwürm), während die Oberfläche im Holozän schon durch die dichten tundrennahen Wälder festgelegt war.

Fazies und Mehrschichtigkeit der Deckserien sind weitgehend vom Relief, weniger von der sedimentologischen Beschaffenheit des Untergrunds abhängig. So läßt sich in beiden intensiv untersuchten Gebieten bei Igarka und Turuchansk flächenhaft eine ausgeprägte Deckschicht nachweisen. An manchen Stellen ist die Deckschicht zweigeteilt, so daß sie aus einem hangenden und einem liegenden Teil besteht. Letzterer ist allerdings nur lückenhaft verbreitet.

Der hangende Teil der Deckschicht (im Folgenden: hangende Deckschicht = hangender Teil der Deckserie) ist stärker äolisch geprägt und kann eine Ausbildung aufweisen, die von Lößlehm über Lößderivate bis hin zum Sandlöß reicht. Regelhaft ist deren jeweilige Skelettfreiheit. Diese einzelnen Faziestypen können jedoch nicht speziellen Reliefsituationen zugeordnet werden. Auf den Plateaus bildet allerdings die äolische Fazies häufig eine eingliedrige Deckserie.

Der liegende Teil der Deckschicht (im Folgenden: liegende Deckschicht = liegender Teil der Deckserie) ist stärker solifluidal beeinflusst, wobei auch hier zumeist ein äolischer Eintrag stattgefunden hat. Die liegende Deckschicht tritt vor allem in Hangpositionen auf. Es ist zu vermuten, daß ihre Entstehung auf eine ältere Zertalung (während des Kargainterstadials?) zurückzuführen ist, während der Reliefunterschiede als Grundvoraussetzung für die folgenden Solifluktionsprozesse geschaffen wurden.

Der reliktsche Charakter der periglazialen Oberfläche unter den tundrennahen Wäldern und der nördlichen Taiga darf jedoch nicht über die pedogenetische Bedeutung der oben vorgestellten Sedimente hinwegtäuschen. Als Folge der periglazialen Prozesse sind die Körnungsverhältnisse in den obersten Dezimetern homogenisiert worden, wobei vor

allein die Standorte auf Schmelzwassersedimenten (mit einem hohen Anteil an sandigen Komponenten) deutliche Anreicherungen von gut verwitterbarem Feinmaterial (äolische Zufuhr) erfuhren. Speziell im nördlichen Testgebiet läßt sich der fehlende Kalkgehalt der Deckschichten als lithologische Eigenheit erkennen. Die Bodenbildung ist bei den mächtigen Lößderivaten auf den Plateaus noch nicht bis zur Deckschichtenbasis vorge-
drungen.

Die Thufure und Palsen der rückwärtigen Offenlandplateaus sind hinsichtlich ihrer aktuellen Reliefdynamik nur schwer einzuschätzen. Vermutlich handelt es sich bei ihnen um reliktsche Formen, wie die vielen Thermokarstseen dazwischen andeuten. In jedem Fall findet auch im rückwärtigen Offenland des Testareals Igarka kein nennenswerter periglazialer Lateraltransport mehr statt. Bei Waldbedeckung stellt jeweils die rezente Bachau den einzigen Standort mit aktueller Reliefdynamik und auch mit fehlenden Deckserien dar.

Vergleicht man die gemittelten Analysenwerte der Braunerden in den Deckserien der beiden Untersuchungsgebiete (vgl. Tab. 7.1), so kann eine ungefähre Verdopplung der Grobschluffgehalte (bei gleichartiger Gesamtmächtigkeit) zwischen den Standorten der nördlichen Taiga hin zu den tundrennahen Wäldern beobachtet werden. Ansonsten läßt sich aber weder makroskopisch noch analytisch ein Nord-Südgradient erkennen.

	Braunerden der tundrennahen Wälder	Braunerden der nördlichen Taiga
Mächtigkeit der Deckschicht (cm)	58	56
Mächtigkeit des Bv-Horizontes (cm)	27	27
gU in der Deckschicht (%)	34,0	16,3
gU im Ausgangsgestein (%)	15,5	7,9
Gdsk der Deckschicht	2,1	1,2
Gdsk des Ausgangsgesteins	1,3	0,3
Verwitterungsindex (Ordinate) des Bv-Horizontes	0,44	0,46
Basensättigung des Bv-Horizontes (%)	82,1	82,8
pH-Wert des Bv-Horizontes	5,5	5,5

Tab. 7.1: Vergleich von Braunerdestandorten der tundrennahen Wälder mit der nördlichen Taiga anhand von Durchschnittswerten.

Abbildung 7.1 zeigt die Korngrößenzusammensetzung der Decksedimente der Braunerdestandorte in den tundrennahen Wäldern und der nördlichen Taiga im Vergleich. Darüber hinaus wurden auch die Werte für die pseudovergleyten Braunerdestandorte eingezeichnet.

Bei den Deckschichten der nördlichen Taiga fällt vor allem der relativ hohe Tongehalt auf, er ist etwa doppelt so hoch wie in den tundrennahen Wäldern. Bereits anhand der Profilbeschreibungen (siehe Kap. 6.1) wurde eine deutlich höhere Verlehmungstendenz in den südlicher gelegenen Untersuchungsgebieten ersichtlich. Die stärkere Verwitterung der Lößderivate ist hauptsächlich auf die dort edaphisch trockeneren Standorte zurückzuführen.

Der hohe Gehalt an Mittelsand in den Decksedimenten der nördlichen Taiga wird eindeutig vom Ausgangsgestein gesteuert. Anhand des Gdsk wird der hohe Einfluß der Karginer Terrasse auf das Decksediment deutlich. In diesem spiegeln sich die extrem hohen Mittelsandgehalte der Karginer Terrasse wider (siehe Abb. 5.5).

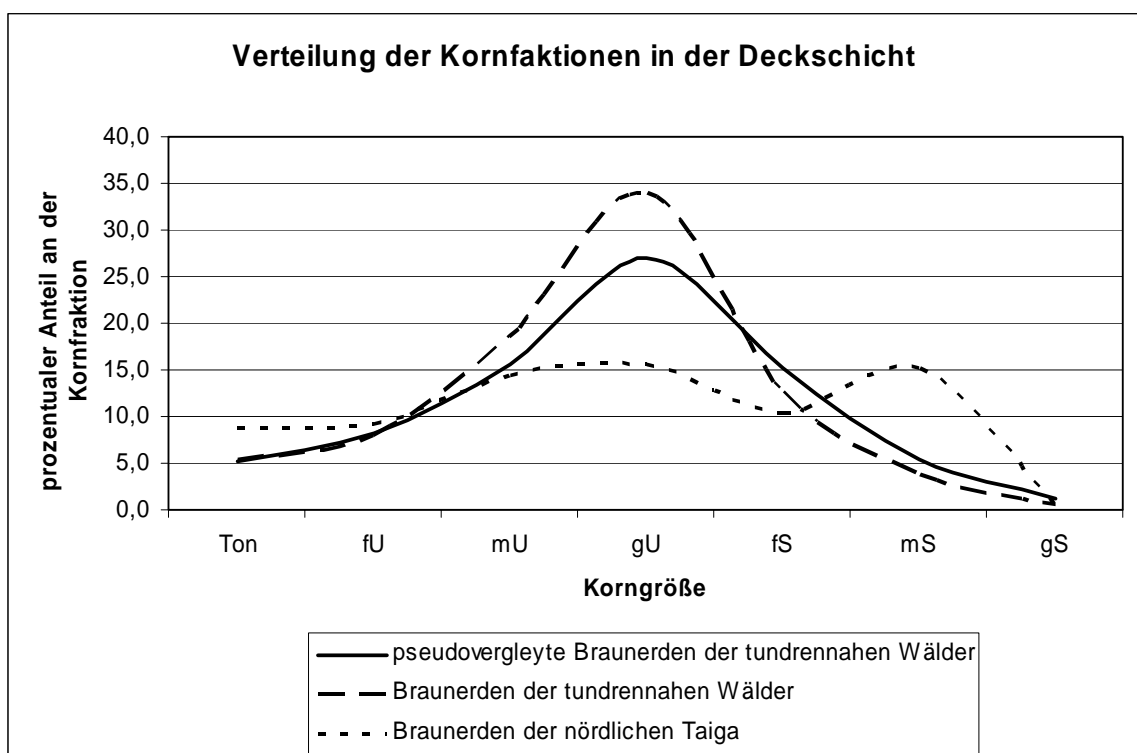


Abb. 7.1: Prozentualer Anteil der Kornfraktionen der reliktschen periglazialen Deckschicht an den Braunerdestandorten.

Das Ausgangsmaterial der Bodenbildung wird grundsätzlich von den reliktschen periglazialen Decksedimenten gebildet. Im nördlichen Untersuchungsgebiet Igarka konnte nachgewiesen werden, daß sie mit zunehmender Entfernung vom Fluß und abnehmender Hangneigung mächtiger werden. Sowohl an den terrestrischen Standorten der tundrennahen Wälder als auch in der nördlichen Taiga sind sie im Durchschnitt meist über einen halben Meter mächtig und unterscheiden sich in der Korngrößenzusammensetzung nur minimal.

7.3 Rezenter Permafrost als spezifischer bodenbildender Faktor in der nordsibirischen Taiga

Im Rahmen der Fallstudie Igarka konnte der lokal differenzierende Einfluß des rezenten Permafrostes auf die Bodenbildung beobachtet werden. Prinzipiell ist die Permafrostverbreitung im nördlichen Untersuchungsgebiet von der Taliksituation entlang des Jenissej abhängig (vgl. Kap. 5). Dabei läßt sich keine direkte Abhängigkeit von der reliktschen Permafrostverbreitung mit seinem Einfluß auf die Deckserienentwicklung beobachten.

Wie makromorphologisch besonders gut sichtbar, wird die Pedogenese durch das Bodenwasserregime sehr stark beeinflusst. Auf den rückwärtigen Plateaus kommt es über hochliegendem Permafrost nur zur Ausbildung von Torfen oder Anmooren, da die organische Substanz in der gering mächtigen und gut nach unten abgedichteten Auftauzone kaum zersetzt wird. Die organischen Auflagen überdecken demzufolge auch die periglazialen Deckschichten in teilweise großer Mächtigkeit. In mineralisch geprägten Profilabschnitten sind über dem hochliegenden Permafrost Gleyphänomene entwickelt, sie treten jedoch flächenhaft gegenüber den vorher genannten zurück.

Bei inselhafter Ausbildung des Permafrosts und mächtigerer Auftauzone wurden vor allem Staugleyeffekte beobachtet (z.B. Profil P14 bei Igarka). Jedoch können derartige Phänomene genauso in verdichteten Lößderivaten an permafrostfreien Standorten auftreten (z.B. Profil P13 bei Igarka). Deshalb muß sicherlich mit einer weiteren Verbreitung von Pseudogleyen in Mittel- und Westsibirien gerechnet werden, als in den bisher vorliegenden Karten verzeichnet ist.

Geomorphologisch reifere Standorte ohne Permafrost sind im Untersuchungsgebiet Igarka nur auf den flußnahen Zwischenebenen im Einflußbereich des Jenissejtaliks zu finden. Wenn außerdem noch sandiger Untergrund ein Sickerwasserregime ermöglicht (z.B. Profil P2 bei Igarka), dann handelt es sich aus bodengeographischer Sicht um zonale Standorte der tundrennahen Wälder. Trotz der geringen Flächenanteile dieser Standorte an der Gesamtlandschaft besitzen sie somit eine fundamentale Bedeutung für die Definition von Typusböden dieser Region.

7.4 Die Braunerde als terrestrischer Typusboden der nordsibirischen Taiga

Nach der vorherrschenden Auffassung vieler Autoren (z.B. TRETER, 1993; LIEDTKE, 1997; EITEL, 1999) stellt die Podsolierung den dominierenden Prozeß bei der Pedogenese in borealen Regionen dar (zonale Böden).

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit zeigen jedoch einen anderen Sachverhalt: Braunerden stellen in der nördlichen Taiga den typischen zonalen Boden dar. Denn sogar in dem nördlich gelegenen Untersuchungsgebiet um Igarka haben sich an terrestrischen Standorten mit mitteleuropäischen Braunerden vergleichbare Verwitterungshorizonte ausgebildet. Braunerden stellen somit auch in den tundrennahen Wäldern im Bereich des Flußtaliks den typischen zonalen Boden dar.

Als Zeitraum für die Pedogenese kommt keine frühere Warmzeit in betracht, da das Ausgangssubstrat würmzeitlichen Ursprungs ist. Selbst bei einer Bildung im holozänen Klimaoptimum müßten diese Braunerden in einem Milieu mit einer Jahresmitteltemperatur von unter -5°C entstanden sein, was die holozäne Existenz von Laub- und Mischwäldern ebenfalls ausschließt.

Tabelle 7.1 gibt den Entwicklungsstand der Braunerden anhand statistischer Werte wieder. Die erste Zeile gibt Aufschluß über die durchschnittliche Mächtigkeit der Verwitterungshorizonte an den Braunerdestandorten in den beiden Untersuchungsgebieten. Sie ist nahezu identisch. Sowohl in der nördlichen Taiga als auch in den tundrennahen Wäldern ist der Bv-Horizont mit annähernd 30 cm ebenfalls gleich mächtig ausgebildet.

Nicht nur die Quantität sondern auch die Qualität der Verwitterung ist identisch: Verwitterungsindex, Basensättigung und pH-Wert weisen fast annähernd dieselben Werte auf.

Die Braunerden der nördlichen Taiga zeigen somit keine wesentlichen Differenzierungsmerkmale im Vergleich mit den Braunerden der tundrennahen Wälder. Bei einem Vergleich der Norm-Braunerden mit dem vergleyten Typus im Untersuchungsgebiet Igarka werden jedoch gewisse Unterschiede deutlich. Beim vergleyten Typus ist der Verwitterungshorizont geringmächtiger ausgebildet, obwohl die periglazialen Decksedimente im statistischen Mittel mit über einen Meter mächtiger als bei den Norm-Braunerden ausgebildet sind (vgl. Tab. 6.1). Das bedeutet, daß die Entwicklung des Verwitterungshorizontes nicht unmittelbar mit der Gesamtmächtigkeit der reliktschen Deckschicht zusammenhängt.

Grundsätzlich treten die Verbraunungshorizonte jedoch nur innerhalb der reliktschen Deckschicht auf. Allen Braunerden, unabhängig ob pseudovergleyt oder nicht, ist gemein, daß eine Deckschicht vorhanden ist, und daß diese mindestens ebenso mächtig wie der Bv-Horizont ist. Braunerden sind somit regelhaft an Deckserien gebunden.

Der geringer mächtige Verwitterungshorizont der vergleyten Braunerden ist vermutlich auf den tief liegenden Permafrost in einer Tiefe von etwa zwei Metern zurückzuführen. Die Schmelz- und Sickerwässer können an solchen Standorten nicht im gleichen Umfang abgeleitet werden als an den trockeneren, und es kommt deshalb zu Stauvergleyungen im Boden.

Bei den Braunerden ohne Vergleyungserscheinungen läßt der tiefer liegende Permafrost eine stärkere Austrocknung des Oberbodens zu. Dies ist eine wichtige Voraussetzung für eine intensivere Verwitterung verbunden mit der Bildung pedogener Oxide.

Die Dauer der Auftauphase des Oberbodens hat somit offenbar keinen signifikanten Einfluß auf die Bildung der Verwitterungshorizonte. Bedingung ist in jedem Fall das Vorhandensein von periglazialen Decksedimenten.

Im eigenen Testgebiet ist auch die Reliefenergie, beziehungsweise die Hangneigung für die Ausbildung von Verwitterungshorizonten von Bedeutung.

Das flußfernere östliche Transsekt (Abb. 6.10) besitzt eine geringere Reliefenergie. Folglich ist dort die Abflußmöglichkeit des Wassers nicht mehr im gleichen Umfang

gewährleistet, wie in dem steileren Relief in Ufernähe. Die weniger gut entwickelte Drainage sorgt für stärkere hydromorphe Einflüsse in der Bodenentwicklung im Varietäten- bis Subvarietätenbereich. Dies läßt sich am tief pseudovergleyten Profil P15 verdeutlichen. Nur wenige Meter daneben liegt Profil P14. Da es sich aber bereits in Hanglage befindet, sind hier die Vergleyungserscheinungen deutlich schwächer ausgebildet. Das Ausgangssubstrat ist zudem sandiger, wodurch das Schmelzwasser besser abgeleitet wird.

Im permafrostfreien Untersuchungsgebiet Turuchansk konnte nirgendwo eine Abhängigkeit der Verbraunung von der Reliefposition festgestellt werden. Mit Ausnahme des Profils Turu3 in der Bachaue wurden sämtliche Profile als Braunerde ohne Vergleyungsmerkmale ausgewiesen. Zusätzlich besteht das Substrat vorwiegend aus den wasserdurchlässigen Sanden der Karginer Terrasse. Somit ist auch ohne größere Hangneigung für eine ausreichende Drainage im Boden gesorgt.

Die Permafrosttiefe wird in den Untersuchungsgebieten am Unteren Jenissej vor allem vom Flußtalik gesteuert. Die Mächtigkeit der sommerlichen Auftautiefe und die damit verbundene Abflußmöglichkeit des Sickerwassers sind die bestimmenden Faktoren für die Bodenbildung. An terrestrischen Standorten entwickeln sich Braunerden. Ein kaltes Klima stellt prinzipiell kein limitierender Faktor der Braunerdenbildung dar.

Als Fazit bleibt festzuhalten: Die Braunerde ist der zonale Boden in der nordsibirischen Taiga, was bei einer Aktualisierung der Bodenkarte Rußlands berücksichtigt werden sollte.

7.5 Die Bedeutung der nordsibirischen Befunde für die Diskussion der mitteleuropäischen Bodengenese

Die anerkannt polygenetische Entwicklung der terrestrischen Böden Mitteleuropas wird im Detail kontrovers diskutiert (ROHDENBURG, 1978). Im sibirischen Vergleichsgebiet konnte für die Bedingungen einer Taiga über Permafrost die Braunerde als Typusboden nachgewiesen werden (siehe oben). Somit muß für die spätglaziale Phase Mitteleuropas ebenfalls mit der Bildung von Braunerden gerechnet werden. Dieser Tatsache sollte in weiteren Arbeiten zur mitteleuropäischen Bodengenese Rechnung getragen werden.

8. Zusammenfassung

In der mittleren und nördlichen Taiga sowie in den tundrennahen Wäldern wurden sowohl die geologisch-morphologischen Grundlagen als auch der rezente Permafrost und die Böden für den Unteren Jenissej repräsentativ erfasst. Anhand zahlreicher Profile und Bohrungen wurden die vorgefundenen Böden in die deutsche Bodenklassifikation (AG BODEN, 1994) eingeordnet.

Reliktische periglaziale Deckserien bilden mit Ausnahme der Bachauen flächenhaft das Ausgangsgestein der Bodenbildung. Sie sind auf Verebnungen eher eingliedrig, an Hängen gewöhnlich zweiteilig ausgebildet. Die hangende äolische Deckschicht tritt dabei regelhaft auf. Die liegende Deckschicht mit deutlich solifluidalem Charakter ist dagegen an die Bachtäler gebunden.

Als zonaler Boden der nordsibirischen Taiga kann die Braunerde gelten. Sie dominiert an den terrestrischen Standorten in allen drei Landschaftszonen, welche durch die Testareale erfasst wurden.

Das permafrostfreie Untersuchungsgebiet Tatarsk in der mittleren Taiga besitzt mit Braunerde-Parabraunerdeinterferenzen tiefgründige und reife terrestrische Bodenbildungen, welche ein ähnliches Bodenmosaik wie in Mitteleuropa bilden.

In der nördlichen Taiga bei Turuchansk neigen die Böden aufgrund des sehr tief liegenden oder fehlenden Permafrostes ebenfalls zu terrestrischen Typen, wobei die Braunerde dominiert.

Erst in den tundrennahen Wäldern wird der Permafrost weitflächig auch pedologisch relevant. Bei geringer Tiefe der Permafrostobergrenze kommt es erst zur Stauvergleyung, später zur Vergleyung und Vertorfung. Im gleichen Maß nehmen die Verwitterungshorizonte ab, um in permanent hydromorph beeinflussten Profilen völlig zu verschwinden. Auf den terrestrischen Standorten im Talikbereich stellt die Braunerde trotzdem die zonale Bodenbildung dar. Deren Verwitterungsintensität ist mit ihren Pendants in der nördlichen und mittleren Taiga vergleichbar.

Die nordsibirischen Braunerden auf wärmzeitlichen Sedimenten entsprechen sowohl makroskopisch als auch analytisch den Braunerden der Jungmoränenlandschaften Mitteleuropas.

9. Anhang

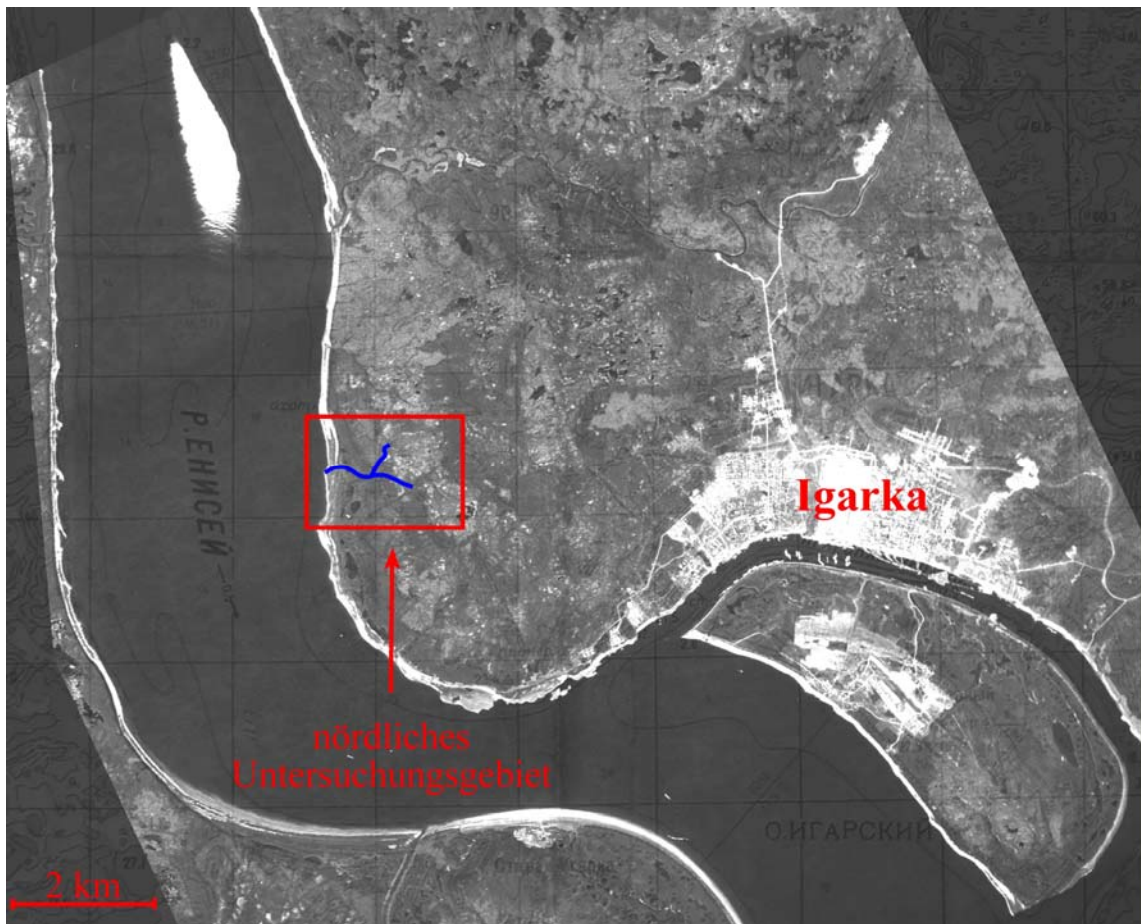


Abb. 9.1: Das Untersuchungsgebiet Igarka (Grundlage: Corona-Satellitenbild mit überlagter topographischer Karte 1:50.000)

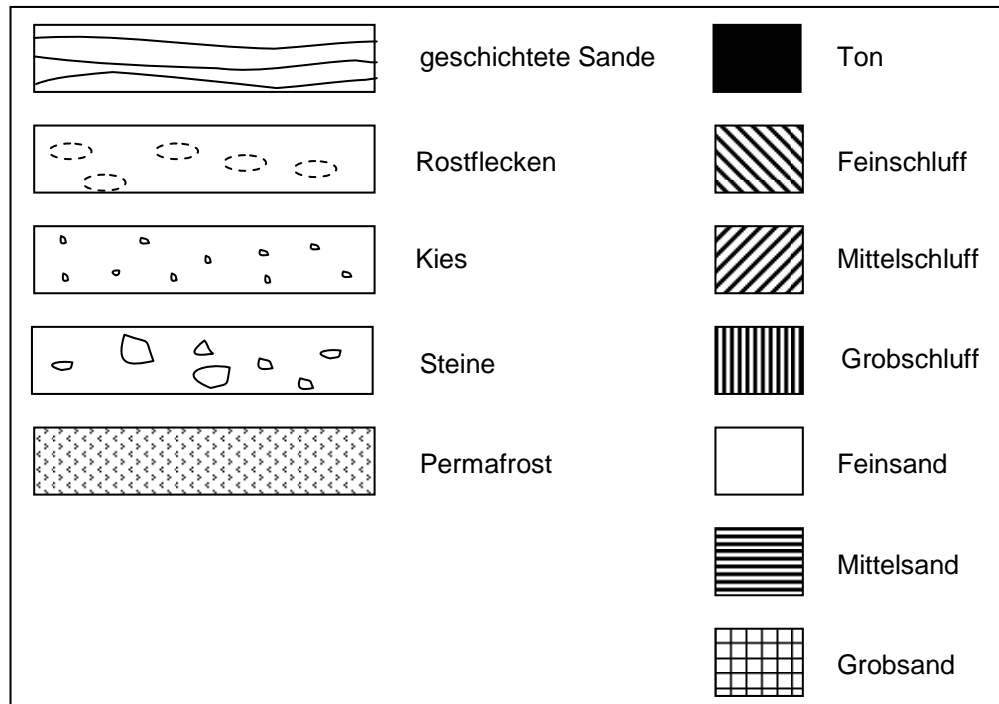


Abb. 9.2: Legende zu den Profilbeschreibungen.

10. Literaturverzeichnis

AG BODEN (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. Hannover.

AG BODENSYSTEMATIK (1998): *Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands*. In: *Mitteilungen der Deutschen bodenkundlichen Gesellschaft*. Bd. 86, S.1-180. Oldenburg.

ARKHIPOV, S.A., BESPALY, V.G., FAUSTOVA, M.A., GLUSCHKOVA, O.J., ISAEVA, L.L. & VELICHKO, A.A. (1986): *Ice-sheet reconstructions*. In: *Quaternary Science Reviews*. Vol. 5, S. 475-483.

ASTAKHOV, V.I. & ISAJEVA, L.L. (1985): *Zum Alter der Vergletscherungen am Unterlauf des Jenissej*. In: *Verhandlungen der Akademie der Wissenschaften der UdSSR*. Bd. 283/2, S. 438-440. Moskau (russ.).

BARSCH, H., BILLWITZ, K. & SCHOLZ, E. (1984): *Labormethoden in der Physischen Geographie*. Gotha.

BODENKARTE RUßLANDS (1995): *Bodenkarte der russischen Föderation und benachbarter Staaten 1:4.000.000*. Bearbeitet von GAVRILOVA, I.P., GERASIMOVA, M.I., BOGDANOVA, M.D. & GLASOVAKAJA, M.A.. Moskau (russ.).

BUSSEMER, S. (1994): *Geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen an periglazialen Deckserien des mittleren und östlichen Barnim*. In: *Berliner Geographische Arbeiten*. H. 80. Berlin.

BUSSEMER, S. & GUGGENBERGER, G. (1998): *Permafrostbeeinflusste Böden am Unteren Jenissej. Ein wissenschaftlicher Bericht über eine bodengeographische Expedition nach Nordsibirien*. In: *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München*. Bd. 83, S.137-154. München.

DOLGINOV, J. und KROPATSCOJOV, S. (1994): *Abriß der Geologie Rußlands und angrenzender Staaten*. Stuttgart.

- EITEL, B. (1999): Bodengeographie. Braunschweig.
- FRANZ, H.-J. (1973): Physische Geographie der Sowjetunion. Gotha/Leipzig.
- FAO-UNESCO (1978): Soil Map of the World (North Asia). 1:5.000.000. Rom.
- FRENZEL, B. (1959): Die Vegetations- und Landschaftszonen Nord-Eurasiens während der letzten Eiszeit und während der postglazialen Wärmezeit. Teil II: Rekonstruktionsversuche der letzteiszeitlichen und wärmezeitlichen Vegetation Nord-Eurasiens. In: Abhandlungen der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften. Mainz.
- FRIDLAND, V.M. (1984): Bodenmosaika der Welt. Moskau (russ.).
- GLASOVSKAJA, M.A. & GENNADIJEV, A.N. (1995): Bodengeographie mit Grundlagen der Bodenkunde. Moskau (russ.).
- GROSSWALD, M.G. (1980): Late Weichselian Ice Sheet of Northern Eurasia. In: Quaternary Research. Vol. 13, S. 1-32. New York.
- HAASE, G. (1983): Beiträge zur Bodengeographie der Mongolischen Volksrepublik. In: Studia Geographica. Vol. 34, S. 231-367. Brno.
- HEINE, D. (1990): Tone und Tonminerale. Stuttgart.
- JERSCHOW, E.D. (1991): Geokryologische Karte der Sowjetunion. 1:2.500.000. Moskau (russ.).
- JERSCHOW, J.I., MOSKALEW, A.K. & STEPEN, R.A. (2001): Land and forest resources of the Krasnoyarsk territory. Novosibirsk.
- KARPOV, J.G. & BARANOVSKIJ, E.L. (1996): Paläogeographische Bedingungen der Eisbildung in gleichartigen Bändertonen des nördlichen Jenissejgebietes. In: Unterlagen der ersten Konferenz russischer Geokryologen. Bd. 1, S. 223-232. Moskau (russ.).

- KARTE, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglazials. In: Bochumer Geographische Arbeiten. Vol. 35. Bochum.
- KAURICHEV, I.S. (1989): Bodenkunde. Moskau (russ.).
- KIND, N.V. (1974): Geochronologie des späten Anthropogens nach Isotopendaten. Moskau (russ.).
- KONYCHEV, V.N. (1981): Entwicklung des Stoffbestandes disperser Gesteine in der Kryolithosphäre. Moskau (russ.).
- KOWALKOWSKI, A. (1990): Evolution of holocene soils in Poland. In: Quaestiones Geographicae, Bd. 11/12, S. 93-120. Poznan.
- KRONBERG, B.I. & NESBITT, H.W. (1981): Quantification of weathering, soil geochemistry and soil fertility. In: Journal of Soil Science. Vol. 32, S. 453-459, Oxford.
- KUBIENA, W.L. (1953): Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Stuttgart.
- LIEDTKE, H. (1997): Geographische Zonen der Erde. In: HENDL, M. & LIEDTKE, H. (Hrsg.): Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie. S. 721-848. Gotha.
- MANGERUD, J., ASTAKHOV, V. & SVENDSEN, J.I. (2002): The extent of the Barents-Kara Ice Sheet during the Last Glacial Maximum. In: Quaternary Science Reviews. Vol. 21, S. 111-119.
- MARKUSE, G. & VESAJOKI, H. (1985): Periglaziale Windkanter in Nordkarelien, Finnland. In: Geologi. Nr. 37, S. 81-84. Vuosikata (finnisch).
- MEINARDUS, W. (1930): Arktische Böden. In: BLANCK, E. (Hrsg.): Handbuch der Bodenlehre. Dritter Band, S. 27-96. Berlin.
- MUNSELL SOIL COLOR CHARTS (1994): Revised Edition. New Windsor.

- NALIVKIN, D.V. (1956): Geologische Karte der Sowjetunion. 1:2.500.000. Moskau (russ.).
- RAST, U. (1993): Sedimentpetrographische Untersuchungsmethoden am Bayerischen Geologischen Landesamt. Teil II: Tonmineralanalyse. In: *Geologica Bavaria*. Bd. 97, S. 177-192. München.
- ROHDENBURG, H. (1978): Zur Problematik der spätglazialen und holozänen Bodenbildung in Mitteleuropa. In: NAGL, H. (Hrsg.): *Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung*. Festschrift FINK J., S. 467-471. Wien.
- SACHS, V.N. (1948): Das Quartär in der sowjetischen Arktis. In: *Trudy Arkticheskogo nauchn.-issled. Instituta*, Nr. 201. Moskau (russ.).
- SCHLICHTING, E. & BLUME, H.-P. (1966): *Bodenkundliches Praktikum*. Hamburg/Berlin.
- SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): *Bodenkundliches Praktikum*. Berlin/Wien.
- SCHÖNHALS, E. (1957): Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. In: *Eiszeitalter und Gegenwart*. Bd. 8, S. 5-17, Öhringen.
- SCHWERTMANN, U. (1959): Die fraktionierte Extraktion der freien Eisenoxide in Böden, ihre mineralogischen Formen und Entstehungsweisen. In: *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde*. H. 84, S. 194-204. Weinheim.
- SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen. In: *Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*. Bd. 92, S. 275-285. Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1985): *Periglazialmorphologie*. Darmstadt.
- STÄBLEIN, G. (1979): Böden und Relief in Westgrönland. In: *Zeitschrift für Geomorphologie*. Supplement Band 33, S. 232-245. Berlin/Stuttgart.

- STAKANOV, V.D. (2002): Charakteristik des Waldbestandes. In: PLESCHIKOV, F.I. (Hrsg.): Waldökosysteme entlang des Jenissej. S. 19-24. Novosibirsk (russ.).
- TARGULJAN, V.O. (1971): Bodenbildung und Verwitterung unter kalt-humiden Verhältnissen. Moskau (russ.).
- TEDROW, J.C.F. & HILL, D.E. (1955): Arctic Brown Soil. In: Soil Science. Vol. 80, S. 265-276. Baltimore.
- TRETER, U. (1993): Die borealen Waldländer. Braunschweig.
- TSCHERBAKOWA, E.M. (1981): Geologie und Paläogeographie des Pleistozäns in der UdSSR. Moskau (russ.).
- TUCKER, M. (1996): Methoden der Sedimentologie. Stuttgart.
- TUMEL, N.V. (1988): Kryolithologische Untersuchungen auf der Forschungsstation. Moskau (russ.).
- USDA (1998): Keys to Soil Taxonomy. 8. Auflage. Washington.
- VENZKE, J.-F. (1994): Aspekte der Geoökologie semiarider-borealer Landschaften Zentral-Jakutien, Sibirien. In: Essener Geographische Arbeiten. Bd. 23, S. 79-98. Essen.
- WRB (1998): World Reference Base for Soil Resources. In: World Soil Resources Report. Vol. 84. Rom.

LEBENS LAUF

THOMAS MAYER

Name: Thomas Mayer
Anschrift: Römerstrasse 25
80801 München
Geburtsdatum: 27.08.1974
Geburtsort: Bad Saulgau, Baden-Württemberg
Staatsangehörigkeit: deutsch
Familienstand: ledig

SCHULBILDUNG

1981 - 1985 Grundschole in Bad Schussenried
1985 - 1994 Gymnasium am Studienkolleg St. Johann in Aulendorf
Juni 1994 Allgemeine Hochschulreife

1994 - 1995 Wehrdienst beim 2./Transportbataillon 220 in Günzburg

STUDIUM

1995 – 2001 Studium der Physischen Geographie an der Ludwig-Maximilians
Universität München mit den Nebenfächern Raumplanung & Fern-
erkundung.
März 2001 Abschluß Diplom

PROMOTION

Seit Juli 2001 Wissenschaftlicher Mitarbeiter an der Sektion Geographie des
Departments für Geo- und Umweltwissenschaften der LMU Mün-
chen

München, 17. November 2004