

**Die Bedeutung des oberflächennahen Untergrundes für die
Entwicklung eines Kalkmagerrasens (*Inuletum ensifoliae*)
in Südpolen**

Diplomarbeit

an der Fakultät für Physik und Geowissenschaften
Universität Leipzig
Institut für Geographie

vorgelegt von
Martin Döhler
Leipzig im April 2005

Prof. Dr. Jürgen Heinrich
Universität Leipzig
Institut für Geographie

Dr. Annett Krüger
Universität Leipzig
Institut für Geographie

Vorwort

Besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Jürgen Heinrich, der die Arbeit anregte, betreute und durch kritische Diskussionen förderte.

Ebenso möchte ich mich recht herzlich bei Frau Dr. Annett Krüger bedanken, die sich sofort bereit erklärte, die Arbeit zu begutachten und jederzeit für Rückfragen zur Verfügung stand.

Meinem Kommilitonen Ralf Gründling möchte ich sehr herzlich danken. Er unterstützte mich bei den Feldaufnahmen, stand jederzeit mit kritischen Anregungen zur Seite und half bei der Lösung aller logistischer Probleme. Durch seine Unterstützung konnte die vorliegende Arbeit erst ermöglicht werden. Darüber hinaus gilt großer Dank meinen Kommilitonen. Hier möchte ich besonders Susann Müller und Nicole Gürke nennen, die mir ebenfalls bei den Feldarbeiten zur Seite standen. Frau Müller förderte die Arbeit immer wieder durch kritische Hinweise und trug so zum Gelingen derselben bei.

Trotz des Versuches, polnische Literatur in die Arbeit einzubeziehen und trotz großzügiger und großartiger Übersetzungsarbeit meiner Kommilitonin Katharina Arnold, ist es mir aufgrund meiner Unkenntnis der polnischen Sprache nicht möglich gewesen, einen Großteil der polnischen Literatur zu zitieren. Es sei daher darauf hingewiesen, daß es durchaus möglich ist, daß wichtige polnische Aufsätze in der Arbeit keine Berücksichtigung finden konnten. Der Autor entschuldigt sich für diesen Umstand. Außerdem möchte ich mich bei den Mitarbeitern des Zarząd Świętokrzyskich i Nadnidziańskich Parków Krajobrazowych (Head Office of the Świętokrzyskie and Nadnidziańskie Landscape Parks), besonders bei Frau Barbara Wójtowicz für die Bereitstellung polnisch- und englischsprachiger Literatur bedanken.

Ein großer Dank gebührt Frau Dr. habil. Katarzyna Ostaszewska, welche maßgeblich an der Vorbereitung des polnisch-deutschen Geländeaufenthaltes in Pińczów beteiligt war. In diesem Zusammenhang ist auch Herr Dr. habil. Carsten Lorz zu nennen, der den Geländeaufenthalt im Vorfeld des Studienprojektes mitgestaltete.

Frau E. Kramer und Frau Dr. B. Schneider vom Geoökologischen Labor des Instituts danke ich für die Unterstützung bei der Durchführung der Laborarbeiten.

Besonders großer Dank gebührt meiner Freundin Maria Röder, die mich jederzeit moralisch unterstützt hat. Ich danke ihr für die Geduld und das Vertrauen, das sie mir während der Durchführung der Arbeit entgegengebracht hat.

Nicht zuletzt möchte ich mich an dieser Stelle bei meinen Eltern für die langjährige moralische und finanzielle Unterstützung bedanken. Meinem Bruder Christian gilt ein großes Dankeschön für seine Hinweise und sein großes Vertrauen.

Abstract

The Importance of Soil Conditions for the Development of Xerothermic Grassland (*Inuletum ensifoliae*) on Limestone in Southern Poland

On the elevation of Pińczów in southern Poland grows a very special plant association called *Inuletum ensifoliae*.

The hill consists of cretaceous marl and tertiary limestone.

The south-western slope of the elevation is characterized by various soil forms alternating on small space due to relief, spreading of sediments, and anthropogenic influence. In the very steep parts of the elevation where limestone prevails, there exist short soil profiles because of erosion processes. These profiles are characterized by poverty of nutrients as well as dry edaphic conditions. These conditions caused by the huge amount of sand in the soil are amplified by strong radiation of the sun.

In the steeper area of the south-western slope of the elevation, the xerothermic grassland occurs with the species *Inula ensifolia*. The vegetation is dominated by elements of the Pontic Flora which appears today in the region of the Black and Caspian Sea. The plant association consists of a large number of endangered species. The rare semi dry grassland depends on dry edaphic and climatic conditions which are investigated by the writer.

Because of the macro climatic conditions and the land use change in the past few years, the vegetation is in a process of succession. The xerothermic grassland is on the brink of extinction where bushes are replacing the habitat. To conserve the rare plant association, it is necessary to establish natural conservation with adapted maintenance.

This thesis also presents different types of possibilities to protect the unique plant association in that specific habitat in southern Poland.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	I
Abstract	II
Inhaltsverzeichnis	III
Abbildungsverzeichnis	VI
Tabellenverzeichnis	VIII
Fotoverzeichnis	IX
1 Einleitung	1
1.1 Fragestellung und Zielsetzung	1
1.2 Gliederung der Arbeit	3
2 Das Untersuchungsgebiet	4
2.1 Lage und Morphologie	4
2.2 Geologie und Tektonik	6
2.3 Paläogeographie und Geomorphogenese	10
2.3.1 Das Untersuchungsgebiet im Mesozoikum und Tertiär	10
2.3.2 Das Untersuchungsgebiet im Quartär	18
2.4 Klima	28
3 Methoden	31
3.1 Feldmethodik	31
3.1.1 Eingrenzung des Untersuchungsgebietes	31
3.1.2 Geländeuntersuchungen	31
3.2 Labormethodik	33
3.2.1 Probenvorbereitung	33
3.2.2 Korngrößenanalyse	33
3.2.3 Ermittlung des pH-Wertes	34
3.2.4 Bestimmung des Carbonatgehaltes	35
3.2.5 Ermittlung der Gehalte ausgewählter Kationen (Ca, Mg, K, Na) mittels Atomabsorptionsspektroskopie (AAS)	35
3.2.6 Ermittlung des Gehaltes an pflanzenverfügbarem Phosphor	36
3.2.7 Analyse der TOC-, TIC-, TC- und TN-Gehalte	36

4	Geländebefunde und Diskussion	39
4.1	Lage der Untersuchungsstandorte	39
4.2	Der südwest-exponierte Hang der Erhebung von Pińczów	40
4.2.1	Catena südwest-exponierter Hang 1	42
4.2.2	Catena südwest-exponierter Hang 2	48
4.2.3	Catena südwest-exponierter Hang 3	57
4.2.4	Catena südwest-exponierter Hang 4	63
4.3	Die Hochfläche der Erhebung von Pińczów	67
4.3.1	Catena Hochfläche 5	67
4.3.2	Catena Hochfläche 6	69
4.4	Ausgewählte Einzelstandorte der Erhebung von Pińczów	70
4.4.1	Aufschluß Pi-MA-01	71
4.4.2	Aufschluß Pi-MA-02	75
4.4.3	Aufschluß Pi-MA-03	77
4.4.4	Aufschluß Pi-MA-04	80
4.4.5	Aufschluß Pi-MA-10	82
4.4.6	Aufschluß Pi-MA-11	84
5	Zusammenfassung der Geländebefunde und quartäre Landschafts- genese des südwest-exponierten Hanges der Erhebung von Pińczów	89
6	Exkurs: Zur Anwendbarkeit der Klassifikation periglazialer Lagen im Untersuchungsgebiet	97
7	Standortcharakteristik und edaphische Eigenschaften im Bereich des Kalkmagerrasens <i>Inuletum ensifoliae</i>	103
8	Die Vegetationsdecke im Untersuchungsgebiet	118
8.1	Theorien der Ausbreitung wärmeliebender Pflanzengesellschaften	118
8.2	Postglaziale Vegetationsentwicklung im Untersuchungsgebiet	120
8.3	Charakteristik und botanische Besonderheiten des Kalkmagerrasens <i>Inuletum ensifoliae</i>	124
8.3.1	Gesellschaftssystematik	124
8.3.2	Geschützte Arten innerhalb der Pflanzengesellschaft	125
8.3.3	Ökologisches Verhalten ausgewählter Pflanzenarten innerhalb des Kalkmagerrasens <i>Inuletum ensifoliae</i>	132

8.4	Zukünftiges Entwicklungspotential des Kalkmagerrasens <i>Inuletum ensifoliae</i>	134
8.5	Diskussion zur Schutzwürdigkeit der seltenen Pflanzengesellschaft	138
8.6	Maßnahmen und Handlungskonzepte für den Erhalt des Kalkmagerrasens im Untersuchungsgebiet	140
9	Ausblick	147
10	Zusammenfassung	151
11	Literaturverzeichnis	154
	Anhang	

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1:	Lage des Untersuchungsgebietes Pińczów (Polska, Mapa Samochodowa 1: 750.000)	4
Abb. 2:	Naturräumliche Gliederung Polens (HAASE 2000: 12)	5
Abb. 3:	Untersuchungsgebiet Erhebung von Pińczów (Mapa turystyczno-przyrodnicza 1:100.000)	5
Abb. 4:	Tektonischer Bau Polens (WÖHLKE 1991: 74)	6
Abb. 5:	Abgedeckte geologische Karte des Prä-Tertiärs der Polnischen Senke (WALTER 1995: 103)	7
Abb. 6:	Geologisches Profil durch den Südostabschnitt der Polnischen Senke (WALTER 1995: 113)	8
Abb. 7:	Geologische Karte des Prä-Tertiärs im Südostabschnitt der Polnischen Senke (WALTER 1995: 116)	9
Abb. 8:	Schematisch-geologischer Schnitt durch die Polnische Senke (WALTER 1995: 105b)	9
Abb. 9:	Geologische Karte des Nida-Beckens (OSTASZEWSKA 1997: 2, leicht verändert)	11
Abb. 10:	Klimakurve des mitteleuropäischen Tertiärs (SCHWARZBACH 1993: 209)	12
Abb. 11:	Morphologische Gliederung von Schichtstufen (SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972: 93)	14
Abb. 12:	Morphologie der Erhebung von Pińczów (OSTASZEWSKA 1999: 100, leicht verändert und ergänzt)	15
Abb. 13:	Geomorphologische Gliederung Polens (KAPALA 1988: 32)	18
Abb. 14:	Klimadiagramm der Station Sielec Pińczów (OSTASZEWSKA 1997: 3)	29
Abb. 15:	Lage der Aufschlüsse und Bodensequenzen westlich von Pińczów	39
Abb. 16:	Lage der Bodensequenz östlich von Pińczów	40
Abb. 17:	Catena südwest-exponierter Hang 1	48
Abb. 18:	Catena südwest-exponierter Hang 2	56
Abb. 19:	Catena südwest-exponierter Hang 3	62
Abb. 20:	Catena südwest-exponierter Hang 4	66
Abb. 21:	Catena Hochfläche 5	68
Abb. 22:	Catena Hochfläche 6	70
Abb. 23:	Profilübersicht Pi-MA-01 (nach)	71
Abb. 24:	Korngrößenverteilung im Profil Pi-MA-01 (Summenkurven A/II Bt)	72
Abb. 25:	Profilübersicht Pi-MA-02 (nach)	75
Abb. 26:	Korngrößenverteilung im Profil Pi-MA-02 (Summenkurven)	76
Abb. 27:	Profilübersicht Pi-MA-03 (nach)	77

Abb. 28:	Vorkommen von Braunlehm- und Rotlehmrelikten in Muschelkalkgebieten (SEMMELE 1993: 52)	78
Abb. 29:	Summenkurve des Residualtones im Profil Pi-MA-03	80
Abb. 30:	Profilübersicht Pi-MA-04 (nach)	80
Abb. 31:	Profilübersicht Pi-MA-10 (nach)	82
Abb. 32:	Korngrößenverteilung im Profil Pi-MA-10 (Summenkurven)	83
Abb. 33:	Profilübersicht Pi-MA-11 (nach)	84
Abb. 34:	Korngrößenverteilung im Profil Pi-MA-11 (Summenkurven; Flugsand)	88
Abb. 35:	Anfälligkeit für Bodenerosion durch Wasser im Untersuchungsgebiet (POTSCHIN, WAFFENSCHMIDT & WEISSER 2000: 187)	91
Abb. 36:	Funktion des Waldes für die Verhinderung von Bodenerosion durch Wasser (POTSCHIN, WAFFENSCHMIDT & WEISSER 2000: 188)	92
Abb. 37:	Anfälligkeit für Bodenerosion durch Wind im Untersuchungsgebiet (POTSCHIN, WAFFENSCHMIDT & WEISSER 2000: 189)	93
Abb. 38:	Anthropogen bedingte Entstehung von Trocken- und Halbtrockenrasen	123
Abb. 39:	Schmalblättriger Alant, <i>Inula ensifolia</i> (http://caliban.mpiz-koeln.mpg.de/~stueber/lindman/550.jpg)	125
Abb. 40:	Landschaftsparkkomplex Ponidzie in der Umgebung von Pińczów (PŁASKI 2002)	126
Abb. 41:	Entwicklungspotential des Kalkmagerrasens im Untersuchungsgebiet	137
Abb. 42:	Auswirkungen des Naturschutzes ohne Pflegemaßnahmen	138
Abb. 43:	Legende zu den Signaturen der Catenen und Profilskizzen (Anhang)	I

Tabellenverzeichnis

Tab. 1:	Kürzel und Definitionen verschiedener Fraktionen des Kohlenstoffs	37
Tab. 2:	Bodenarten im Profil Pi-MA-01	72
Tab. 3:	Bodenarten und Mittelsandfraktion im Profil Pi-MA-02	76
Tab. 4:	Bodenart des Residualtones (Profil Pi-MA-03)	79
Tab. 5:	Bodenarten und Sandgehalt im Profil Pi-MA-10	84
Tab. 6:	Bodenarten und Mittelsandgehalt im Profil Pi-MA-11	88
Tab. 7:	Gliederungsmerkmale periglazialer Lagen und Lagenäquivalente im Untersuchungsgebiet (AG BODEN 1994: 356; AK BODENSYSTEMATIK 1998: 178ff.)	98
Tab. 8:	Carbonatgehalte ausgewählter Horizonte	104
Tab. 9:	pH-Werte ausgewählter Horizonte (H ₂ O; CaCl ₂ -Lösung)	105
Tab. 10:	Potentielle Kationenaustauschkapazität (KAK _{pot}) ausgewählter Horizonte in Abhängigkeit von der Bodenart (Abschätzung nach AG BODEN 1994: 336)	107
Tab. 11:	Nährstoffgehalte (Ca, Mg, K, Na, P) ausgewählter Horizonte	110
Tab. 12:	Kohlenstoffgehalte verschiedener Fraktionen und Stickstoffgehalt (total) ausgewählter Horizonte	113
Tab. 13:	C/N-Verhältnisse ausgewählter Oberböden	114
Tab. 14:	Luftkapazität, nutzbare Feldkapazität, Feldkapazität und Totwasseranteil ausgewählter Horizonte in Abhängigkeit von Bodenart und Lagerungsdichte (Abschätzung nach AG BODEN 1994: 297)	116
Tab. 15:	Einordnung des Kalkmagerrasens in die pflanzensoziologischen Einheiten	124
Tab. 16:	Seltene und geschützte Arten des Kalkmagerrasens <i>Inuletum ensifoliae</i>	127
Tab. 17:	Weitere Arten der Pflanzengesellschaft <i>Inuletum ensifoliae</i>	128
Tab. 18:	Ökologisches Verhalten ausgewählter xerotoleranter Arten (nach ELLENBERG 1992)	132
Tab. 19:	Wichtige Arten der Liguster-Schlehen-Gesellschaft (<i>Ligustro-Prunetum spinosae</i>)	135
Tab. 20:	Argumente für den Erhalt der seltenen Pflanzengesellschaft	140

Fotoverzeichnis

Foto 1:	Steinkern einer <i>Cardita</i> (Muschel) Unteres bis Mittleres Miozän (Burdigalien)	12
Foto 2:	Muschelabdruck mit erhaltener Calcitschale Mittleres bis Oberes Miozän (Tortonien)	13
Foto 3:	Stufe des Kalksteins im westlichen Teil der Erhebung von Pińczów (SW-Hang)	14
Foto 4:	erosionsgeprägte Hangbereiche im kreidezeitlichen Mergel (Badland-Bildung)	16
Foto 5:	Dünenlandschaft im Bereich der pleistozänen Sande auf dem Plateau der Erhebung	22
Foto 6:	Erdwall zwischen zwei schmalen Langstreifenparzellen (SW-Hang der Erhebung)	26
Foto 7:	traditionell errichtetes Haus aus Kalkstein in Pińczów	26
Foto 8:	Grube des ehemaligen Kalksteinabbaus auf der Erhebung von Pińczów	27
Foto 9:	Wand eines ehemaligen Steinbruches auf der Erhebung von Pińczów	27
Foto 10:	Standort Catena südwest-exponierter Hang 1	42
Foto 11:	vegetationsfreie Stellen im Wendebereich des Ackerschlagens (SW-Hang)	43
Foto 12:	Standort Catena südwest-exponierter Hang 2	48
Foto 13:	Versatz zwischen zwei Ackerschlägen im Bereich der Catena südwest-exponierter Hang 2	49
Foto 14:	Standort Catena südwest-exponierter Hang 3	57
Foto 15:	hoher Anteil an Kalksteinbruchstücken im Oberhangbereich (SW-Hang)	59
Foto 16:	Standort Catena südwest-exponierter Hang 4	63
Foto 17:	Stufe des Kalksteins im östlichen Teil der Erhebung von Pińczów (SW-Hang)	63
Foto 18:	aufgegrabene Düne im Bereich der pleistozänen Sande auf dem Plateau der Erhebung (Regosol aus mächtigen Flugsanden)	69
Foto 19:	Aufschluß Pi-MA-01	71
Foto 20:	Aufschluß Pi-MA-02	75
Foto 21:	Aufschluß Pi-MA-03	78
Foto 22:	mit Residualton gefüllte Schlotte im Kalkstein (Plateau der Erhebung)	78
Foto 23:	anthropogen terrassierte, schwach geneigte Fläche im Bereich des ehemaligen Kalksteinabbaus (Plateau der Erhebung)	80
Foto 24:	Aufschluß Pi-MA-04	81

Foto 25:	Aufschluß Pi-MA-10	82
Foto 26:	Aufschluß Pi-MA-11	85
Foto 27:	gebleichte Bereiche entlang ehemaliger Wurzelbahnen (Aufschluß Pi-MA-11)	86
Foto 28:	tonige Bänder im ilCv-Horizont (Aufschluß Pi-MA-11)	86
Foto 29:	Frühlings-Adonisröschen (<i>Adonis vernalis</i>)	128
Foto 30:	Steppenanemone (<i>Anemone sylvestris</i>)	129
Foto 31:	Silberdistel (<i>Carlina onopordifolia</i>) ohne Pappus	130
Foto 32:	Silberdistel (<i>Carlina onopordifolia</i>) mit Pappus	130
Foto 33:	Zypressen-Wolfsmilch (<i>Euphorbia cyparissias</i>); links gesundes Exemplar, rechtes Exemplar von Rostpilzen befallen	131
Foto 34:	Sporenlager des Erbsenrostes (<i>Uromyces pisi</i>) auf einer befallenen Pflanze	131
Foto 35:	Berg-Aster (<i>Aster amellus</i>) direkt auf Kalksteinersatz	133
Foto 36:	Rosenschwamm der Hunds-Rose (<i>Rosa canina</i>)	136
Foto 37:	Schlehe (<i>Prunus spinosa</i>) (Dickicht bildend)	136
Foto 38:	Hunds-Rose (<i>Rosa canina</i>) (Dickicht bildend)	137
Foto 39:	Zauneidechse (<i>Lacerta agilis</i>)	139
Foto 40:	Beweidung mit Schafen im NSG am Südrand des Kyffhäusers	144
Foto 41:	winzige Langstreifenparzellen am südwest-exponierten Hang der Erhebung von Pińczów	147
Foto 42:	traditionelle Beackerung des südwest-exponierten Hanges mit einem Pferdegespann	148

Fotos im Anhang:

Foto 43:	Berg-Aster (<i>Aster amellus</i>)	II
Foto 44:	Blut-Storchschnabel (<i>Geranium sanguineum</i>)	II
Foto 45:	Bologneser-Glockenblume (<i>Campanula bononiensis</i>)	II
Foto 46:	Große Eberwurz (<i>Carlina acaulis</i>)	II
Foto 47:	Zypressen-Wolfsmilch (<i>Euphorbia cyparissias</i>)	III
Foto 48:	Federgras (<i>Stipa pennata</i>) mit Ästiger Graslilie (<i>Anthericum ramosum</i>)	III
Foto 49:	Ästige Graslilie (<i>Anthericum ramosum</i>)	III
Foto 50:	Geflecktes Ferkelkraut (<i>Hypochoeris maculata</i>)	III
Foto 51:	Gelbe Hauhechel (<i>Ononis natrix</i>)	IV
Foto 52:	Wiesen-Küchenschelle (<i>Pulsatilla pratensis</i>)	IV
Foto 53:	Lein (<i>Linum hirsutum</i>)	IV
Foto 54:	Karthäuser-Nelke (<i>Dianthus carthusianorum</i>)	IV
Foto 55:	Weißer Schwalbenwurz (<i>Vincetoxicum hirundinaria</i>)	V
Foto 56:	Gewöhnliches Sonnenröschen (<i>Helianthemum nummularium</i>)	V
Foto 57:	junge Fruchtstände der Sal-Weide (<i>Salix caprea</i>)	V
Foto 58:	beginnende Blüte der Steppenkirsche (<i>Cerasus fruticosa</i>)	V

1 Einleitung

Die Region um Pińczów stellt eine historisch gewachsene Kulturlandschaft dar und weist einen kleinräumigen Wechsel verschiedener naturräumlicher Einheiten auf, die morphologisch stark differenziert sind. Dieses aus geographischer Sicht interessante Gebiet war bereits im Sommer 2001 Ausgangspunkt deutsch–polnischer Feldforschung. Ermöglicht wurde das grenzüberschreitende Projekt durch die Kooperation der Universität Leipzig, vertreten durch Prof. Dr. Jürgen Heinrich und Dr. Carsten Lorz, mit der Universität Warschau, vertreten durch Frau Dr. Katarzyna Ostaszewska. An den Geländeaufenthalt schloß sich ein Studienprojekt an („Quartäre Landschaftsentwicklung in Südwestpolen – Bereich Pińczów“), welches durch Prof. Dr. Jürgen Heinrich betreut wurde. Aus diesen Vorarbeiten entwickelte sich der Gedanke, einige Fragestellungen, welche die Region um Pińczów betreffen, näher zu beleuchten. Besonderen Reiz übte für den Autor der vorliegenden Arbeit die Problematik einer seltenen Pflanzengemeinschaft aus, die sich auf einer Erhebung aus Mergel und Kalkstein etabliert hat.

1.1 Fragestellung und Zielsetzung

Der Naturraum ist das Ergebnis des Zusammenwirkens verschiedener Geofaktoren, wie Relief, Gestein, Klima, Wasser und Boden, sowie biotischer Faktoren. Neben diesen Faktoren kommt der menschlichen Tätigkeit im Untersuchungsgebiet sowie damit einhergehend, einer oft unangemessenen Nutzung des Naturraumes große Bedeutung zu. Durch den anthropogenen Einfluß wird der Naturraum zu einer Kulturlandschaft überformt, welche über spezielle Ausstattungen verfügt. Im Untersuchungsgebiet entwickelte sich aus dem Zusammenspiel von Mensch und Natur ein Sonderstandort, der durch edaphische und expositionsbedingte Trockenheit charakterisiert ist. Aufgrund starker anthropogener Überformung hat sich eine steppenähnliche Vegetation ausgebildet, die infolge von Nutzungsaufgabe nicht mehr im Gleichgewicht (Equilibrium) mit der sie umgebenden Geofaktorenkonstellation steht. Die pedologischen Voraussetzungen für die Entwicklung dieses Kalkmagerrasens sowie das zukünftige Potential werden in der Arbeit diskutiert.

Es ergibt sich die Frage nach der „Natürlichkeit“ oder der Naturnähe eines solchen Standortes. Ist die Ansiedlung der seltenen Pflanzengemeinschaft als natürlicher Prozeß zu betrachten oder ist die Entwicklung der Vegetation im Gebiet vielmehr auf das Ergebnis einer Einwirkung zahlreicher natürlich bedingter und anthropogen verursachter Faktoren zurückzuführen? Es wird darauf eingegangen, welche Bedeutung und welchen Stellenwert die menschliche Tätigkeit in der Gesamtheit dieser Faktorenkonstellation ausübt.

Eine weitere Frage innerhalb der Arbeit beschäftigt sich mit dem Gedanken, in welchem Umfang und Ausmaß neben anderen (Geo-)Faktoren die Eigenschaften des oberflächennahen Untergrundes die Ausprägung der Vegetationsdecke mitbestimmen.

Aufgrund welcher Tatsachen sich überhaupt arealfremde Pflanzengesellschaften, die dem pontischen Florenelement entstammen und rezent im Gebiet des Schwarzen Meeres vorkommen, in unseren Klimaten ausbreiten konnten, wird in Kapitel 8.1 besprochen und in der Literatur kontrovers diskutiert (u.a. PELZER 1991: 73; ELLENBERG 1996: 287; JÄGER 1997: 524).

Es haben Pflanzen auf einigen Sonderstandorten als Reliktpflanzen überdauert und bilden Exklaven ihrer natürlichen Verbreitung. Für uns Menschen stellt sich die Frage nach der Schutzwürdigkeit solcher Habitats in einer stark differenzierten Kulturlandschaft. Wie soll mit einem Refugium (isoliertes Rückzugsareal), in dem sich geschützte Arten etabliert haben, zukünftig umgegangen werden? Die Meinung in der Bevölkerung geht dabei stark auseinander. So gibt es zwei grundsätzlich verschiedene Ansatzpunkte, einen vom Menschen stark veränderten Raum hinsichtlich seines zukünftigen Potentials zu betrachten.

Eine Möglichkeit besteht darin, ein Gebiet zu schützen und damit zu versuchen, es in einem bestimmten Stadium zu erhalten. Die einfachste, weil kostengünstigste Variante ist aber die, bei der der Mensch nicht mehr in das Ökosystem eingreift und es sich selbst überläßt. Das wiederum führt zum Einsetzen der natürlichen Sukzession. Aufgrund von Beschattung verändert sich das Habitat meist hin zu einem weniger extrem trockenen Standort. Diese Entwicklung führt oft zu einer Gefährdung oder sogar zum Verschwinden geschützter Arten (HIRSCH, MANN & MÜLLER 1998: 336).

Die Rekonstruktion der Landschaftsgenese und die Bedeutung des oberflächennahen Untergrundes für die Ausbildung eines Kalkmagerrasens stellen einen Schwerpunkt dieser Arbeit dar. Anhand ausgewählter bodenphysikalischer und bodenchemischer Parameter werden die Eigenschaften der Pedosphäre beschrieben. Ein weiterer Teil der Arbeit beschäftigt sich mit der botanischen Charakteristik des Kalkmagerrasens (*Inuletum ensifoliae*) und den Möglichkeiten der Ausbreitung in ein arealfremdes Gebiet.

Ein anderer Schwerpunkt der Arbeit zeigt, Entwicklungsmöglichkeiten einer vom Menschen mitgeschaffenen Pflanzengemeinschaft auf. Darüber hinaus sollen verschiedene Ansätze vorgestellt werden, wie der Schutz einer solchen Landschaft praktisch umsetzbar ist. Es werden Maßnahmen zum Erhalt der Habitats und damit zur Bewahrung gefährdeter Pflanzenarten diskutiert.

1.2 Gliederung der Arbeit

Im ersten Kapitel wird die Fragestellung und das Ziel der vorliegenden Arbeit umrissen.

Der zweite Teil der Arbeit beschäftigt sich mit der Entstehung und geologischen Entwicklung sowie mit der naturräumlichen Einordnung des Untersuchungsgebietes. Es folgen Angaben zur Methodik.

In Kapitel 4 werden die Geländebefunde und einige Analyseergebnisse vorgestellt und diskutiert. Anschließend wird eine Zusammenfassung der Geländebefunde gegeben und es werden Schlüsse auf die quartäre Landschaftsgenese abgeleitet. Eine genaue Analyse der Standortqualität wird nach einem Exkurs zur Anwendbarkeit der Klassifikation periglazialer Lagen im Bearbeitungsgebiet gegeben.

Kapitel 8 dient der ausführlichen Beschreibung der Vegetationsdecke und beschreibt das zukünftige Entwicklungspotential. In diesem Abschnitt werden Möglichkeiten aufgezeigt, seltene lichtliebende und trockenheitstolerante Pflanzengesellschaften nachhaltig zu schützen.

In einem Ausblick wird ein mögliches Handlungskonzept vorgestellt, welches die Verbesserung der wirtschaftlichen Situation der polnischen Bauern sowie einen qualitativen Naturschutz beinhaltet. In der Zusammenfassung werden die wichtigsten Aspekte der Arbeit noch einmal kurz beleuchtet.

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Lage und Morphologie



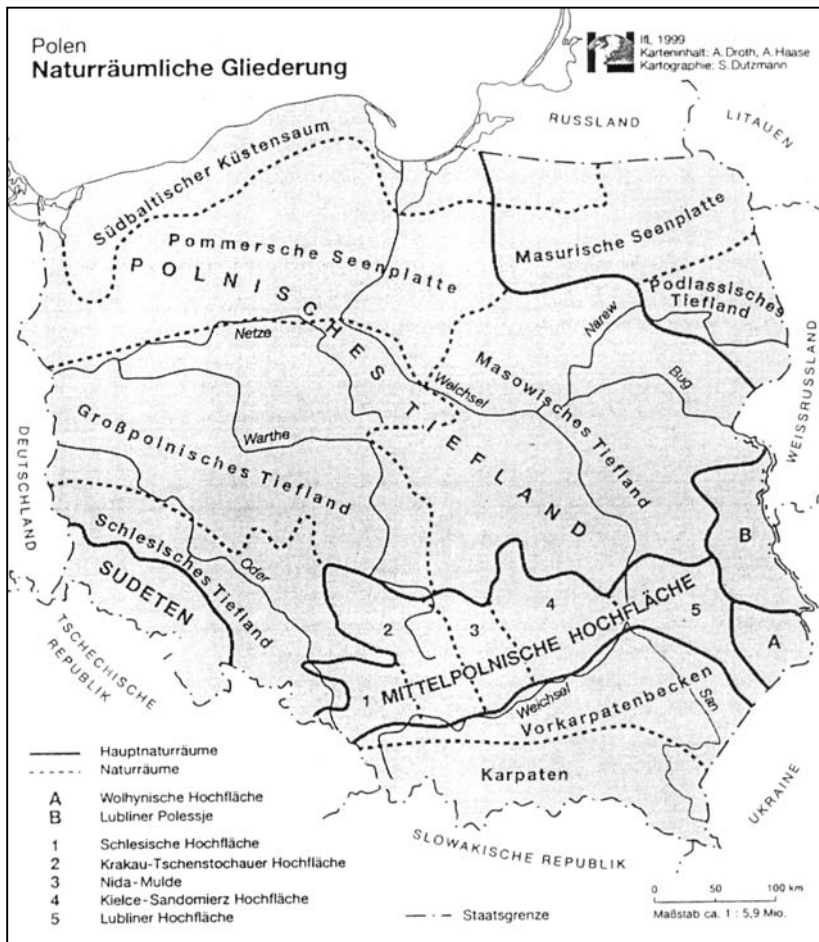
Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes Pińczów

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Süden Polens (Kleinpolen – Małopolska) in der Wojewodschaft Świętokrzyskie, ca. 70 km nordöstlich der Stadt Krakau (Abb. 1). Es beschreibt einen Ausschnitt des Restes einer Schichtstufenlandschaft, welche sich in der Nida-Mulde erstreckt und zusammen mit den umgebenden Naturräumen zur Mittelpolnischen Hochfläche gestellt wird.

Begrenzt wird die Nida-Mulde (Synklinale) im Norden vom Masowschen Tiefland, im Osten von der Kielce-Sandomierz Hochfläche, im Westen von der Krakau-Tschenstochauer Hochfläche und im Süden vom Vorkarpatenbecken (Abb. 2) (OSTASZEWSKA 1997: 1; KAPALA 1988: 34, 37; HAASE 2000: 12).

Konkret umfaßt das Untersuchungsgebiet einen Teil einer Erhebung, welche aus Mergel und Kalkstein aufgebaut ist und nördlich von Pińczów liegt. Näher betrachtet wird in dieser Arbeit ein Teil des südwest-exponierten Hanges und der Kulminationsbereich dieser Erhebung.

Die Erhebung von Pińczów besitzt ein Plateau und taucht zu beiden Seiten mit Steilhängen, welche unterschiedliche Strukturen aufweisen, in das Nida-Tal hinab. Die Hänge werden hauptsächlich traditionell landwirtschaftlich genutzt, wobei auf der Hochfläche Forstwirtschaft dominiert.



Der Pińczów-Hügel erhebt sich mit einer absoluten Höhe von 291,4 m ü. HN etwa 100 m über dem Tal der Nida (OSTASZEWSKA 1999: 99). Die Nida umfließt den Hügel aus nördlicher Richtung kommend, um ihren Verlauf an der Südflanke der Erhebung nach Südosten zu ändern. Sie ist ein Tributär der Weichsel. Neben Mäandern, Altarmen und Überflutungszonen weist das Tal der Nida eine geomorphologische Besonderheit auf: Der Fluß bildet ein Binnendelta (Abb. 3) (ZAJAC & ZAJAC 2002: 59).

Abb.2: Naturräumliche Gliederung Polens

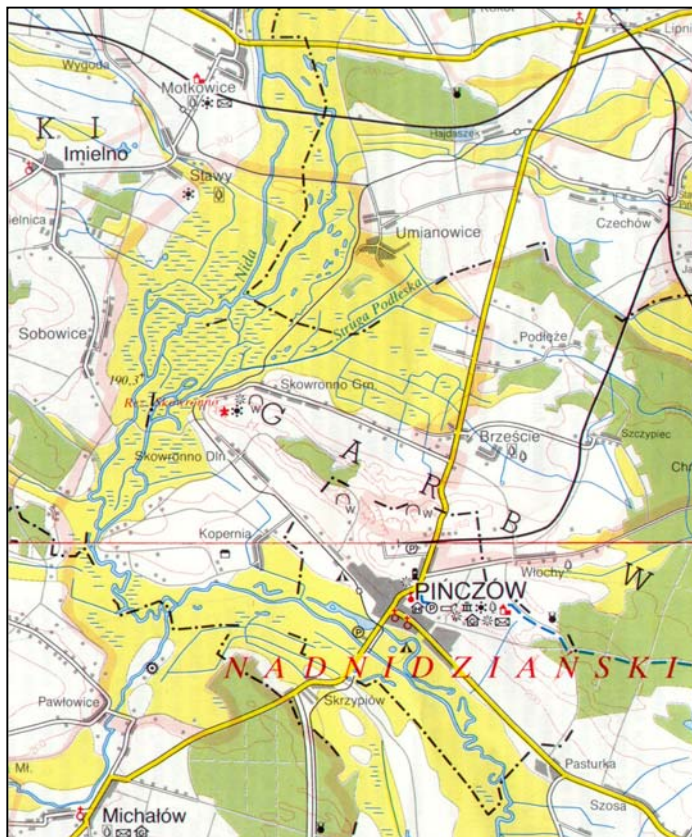
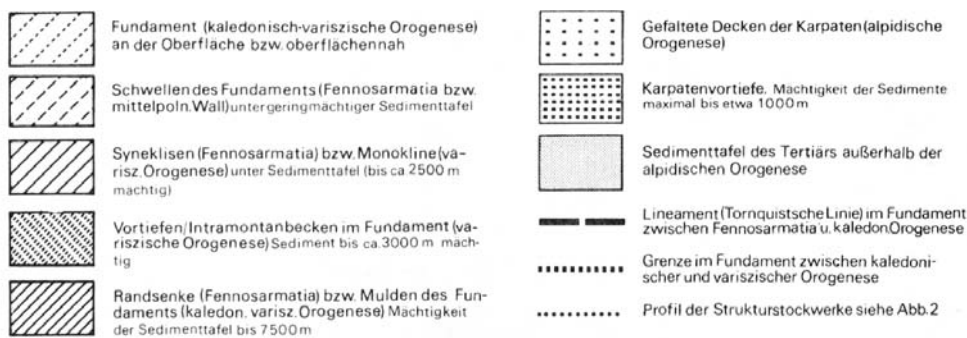
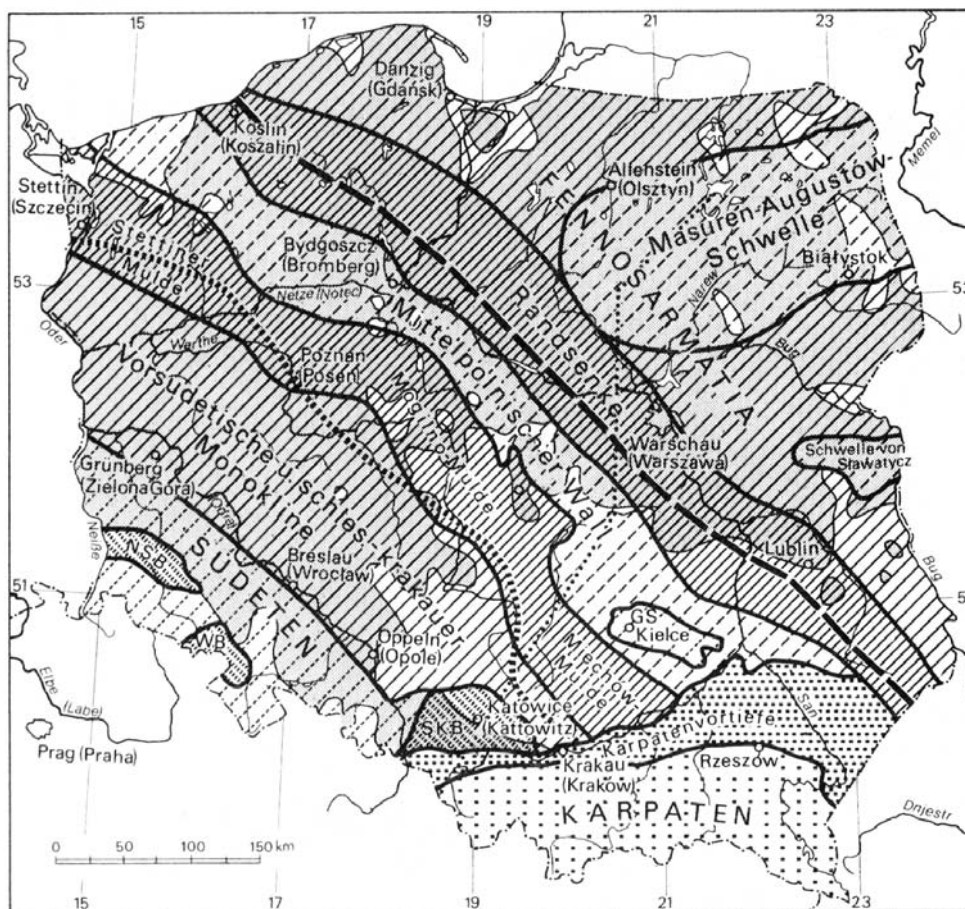


Abb.3: Untersuchungsgebiet Erhebung von Pińczów

2.2 Geologie und Tektonik



Abkürzungen: GS-Góry Świętokrzyskie SKB-Schlesisch-Krakauer Becken NSB-Nordsudetisches Becken WB-Waldenburger (Sudsudetisches) Becken

Abb.4: Tektonischer Bau Polens

Der geologische Untergrund des Pińczów-Hügels ist in entscheidendem Maße an der Ausformung des heutigen Erscheinungsbildes beteiligt und prägt das Relief sowie den oberflächennahen Untergrund. In den zwei folgenden Kapiteln werden die geologisch-paläogeographischen Verhältnisse, welche das Untersuchungsgebiet betreffen, näher erläutert. Da kein einheitlich gestaltetes und zusammenhängendes geologisches Kartenblatt von der Region existiert, soll anhand mehrerer kleinerer Abbildungen versucht werden, die geologischen Verhältnisse des Raumes zu beschreiben.

Das Bearbeitungsgebiet liegt – geologisch-tektonisch gesehen – im Kontakt- und Verschweißungsbereich der großen Konsolidierungskomplexe von Europa. Vom Nordosten Polens her dehnt sich der ureuropäische Block Fennosarmatiens bis etwa zur Mittelweichsellinie aus. Zwischen das varistisch geprägte Mesoeuropa schiebt sich das kaledonisch gefaltete Paläoeuropa keilförmig nach Mittelpolen hinein. Das Gegenstück zu Fennosarmatia bildet das Böhmisches Massiv, welches den Grundstock der Varisziden darstellt (PELZER 1991: 14, 16; WÖHLKE 1991: 52). Getrennt werden die unterschiedlichen geologischen Strukturen West- und Osteuropas von einer tektonischen Grenze, welche seit dem frühen Kambrium die lithologisch-paläogeographische Entwicklung des Gebietes mitbestimmt. Diese Tornquist-Verwerfung verläuft im polnischen Gebiet entlang der Linie Koszalin-Bydgoszcz-Warszawa-Lublin (Köslin-Bromberg-Warschau-Lublin) (Abb. 4) (KAPALA 1988: 30; WALTER 1995: 102). Entlang der Tiefenstörung sinkt das präkambrische kristalline Fundament bis in Tiefen von 10.000 m ab. In der Region um Pińczów liegt der kristalline Kontinentalsockel etwa in einer Tiefe von 1.500 m unter dem heutigen Meeresspiegel (LESER & POTSCHIN 1997: 8).

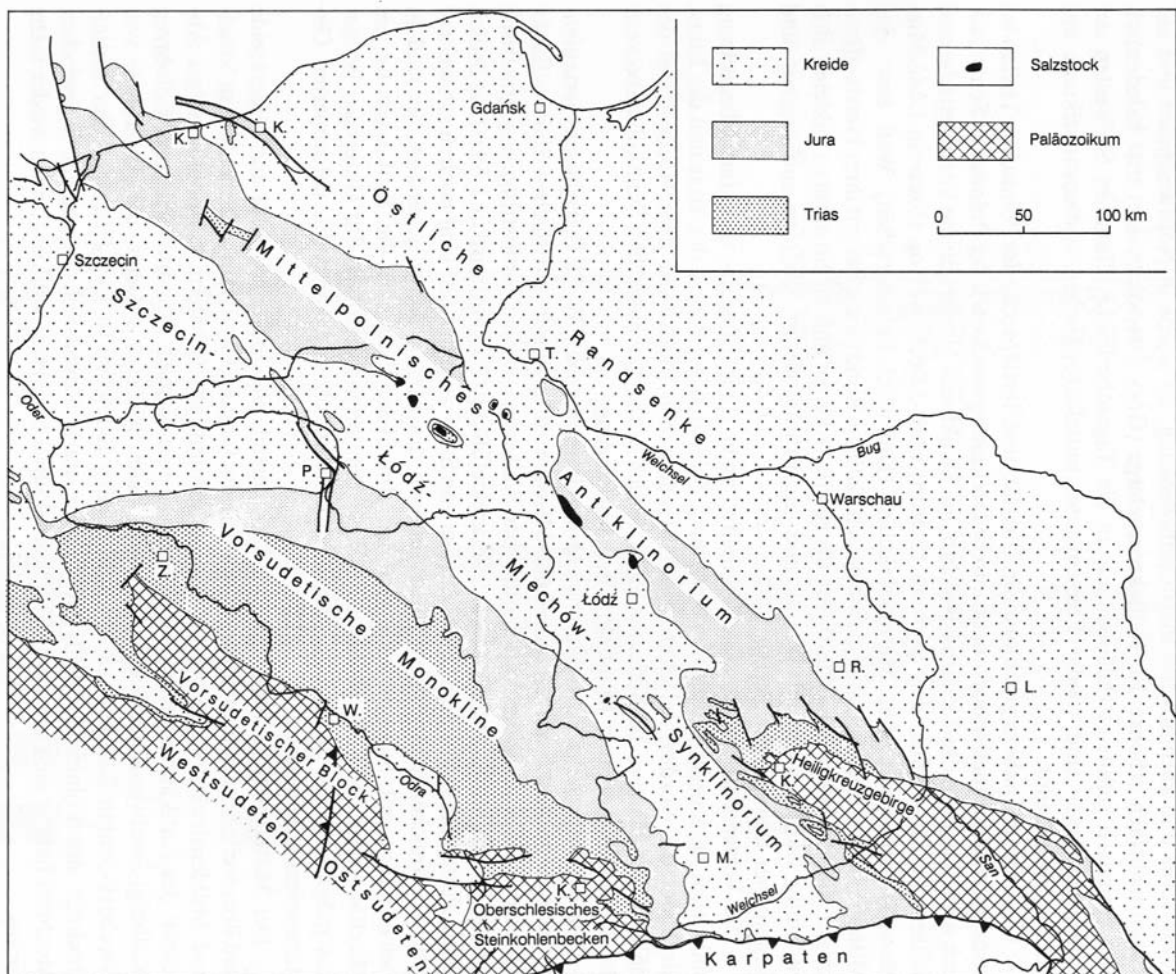


Abb.5: Abgedeckte geologische Karte des Prä-Tertiärs der Polnischen Senke

Das Untersuchungsgebiet befindet sich in der Miechów-(Nida-)Senke, welche wiederum den Südostabschnitt der Polnischen Senke beschreibt. Begrenzt wird der Miechów-(Nida-)Trog im Westen von der Vorsudetischen (Krakauer) Monokline und im Osten durch den Mittelpolnischen Wall (Wal Śródkowopolski), an dessen südlicher Verlängerung das kaledonisch-varistische Fundament der Polnischen Senke in Form des Heiligkreuzgebirges (Świętokrzyskie Góry) zu Tage tritt (Abb. 5 und Abb. 6).

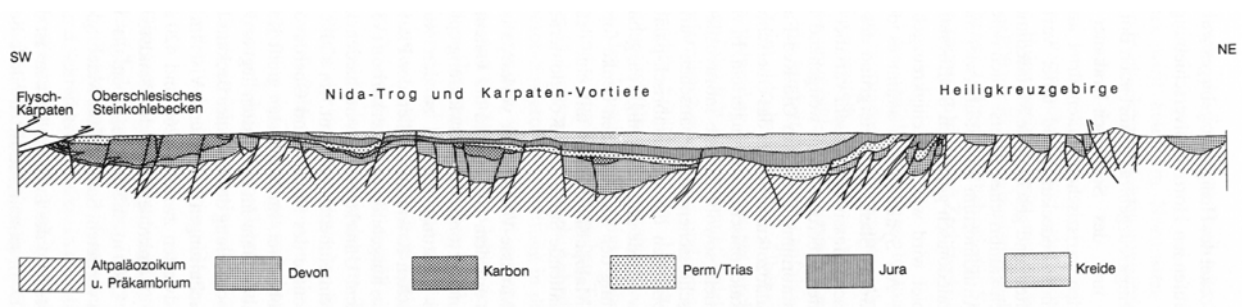


Abb.6: Geologisches Profil durch den Südostabschnitt der Polnischen Senke

Eine Gemeinsamkeit dieser Sattel- und Muldenstrukturen stellt die gemeinsame Entstehungszeit dar. Während der Oberkreide und im Frühtertiär bildeten sie sich als Folge subherzynischer und laramischer Bewegungen heraus. Die laramische Phase der alpidischen Gebirgsbildung ist in die Zeit des Wechsels Kreide/Tertiär zu stellen, die subherzynische Phase in die Oberkreide (HOHL 1985: 373; WALTER 1995: 103, 104; LESER 1998: 458).

Der Miechów-(Nida-)Trog, eine tektonische Senke, wird im Südwesten teils von kaledonischen und teils von varistischen Faltungsgebieten unterlagert und zeigt eine herzynische (NW-SE) Streichrichtung. Auf diese Basis folgt das permisch-mesozoische Deckgebirgsstockwerk, welches im Zuge NE-SW gerichteter Einengungsbewegungen (laramische Phase der Alpenorogenese) ebenfalls die im Fundament vorgegebene herzynische Streichrichtung annimmt. So auch die Erhebung von Pińczów. Dieses Tafelgebirgsstockwerk ist in Teilen mit Ablagerungen aus der Zeit des Perm und des Mesozoikums überliefert (CABAJ & NOWAK 1986: 208; WALTER 1995: 104) (Abb. 7 und 8). In einigen Gebieten schalten sich auch tertiäre Vorkommen ein (LESER & POTSCHIN 1997: 8). Nähere Ausführungen zum Aufbau des Grundgebirgsstockwerkes und des aufliegenden Deckgebirges geben u.a. KAPALA (1988: 31ff.); PELZER (1991: 18ff.) und WALTER (1995: 104ff.).

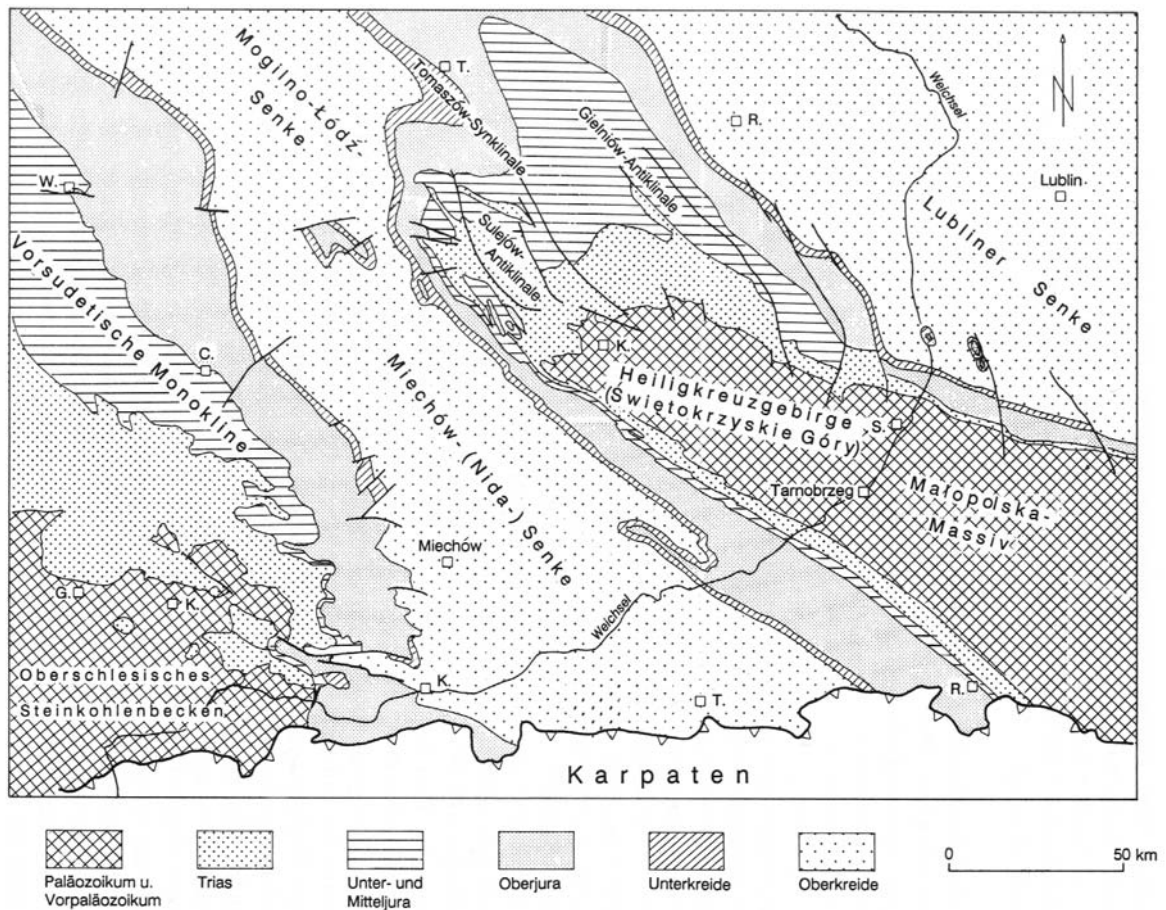


Abb.7: Geologische Karte des Prä-Tertiärs im Südostabschnitt der Polnischen Senke

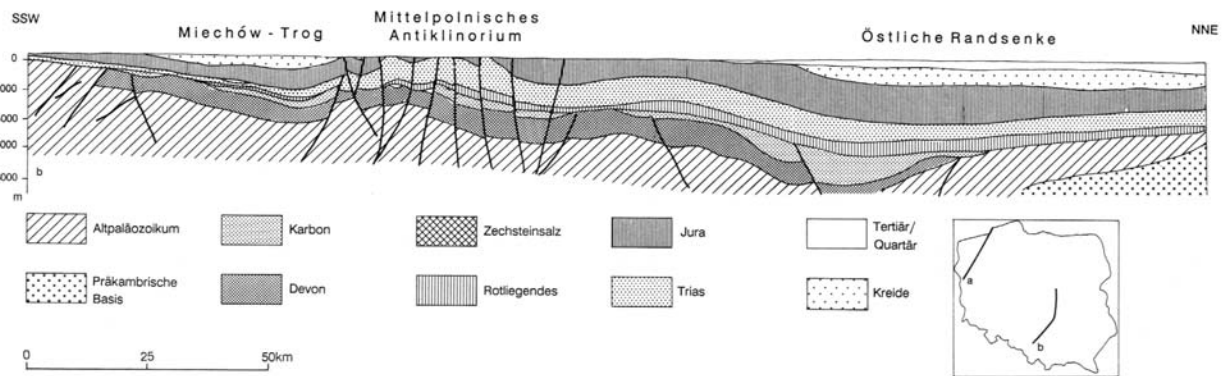


Abb.8: Schematisch-geologischer Schnitt durch die Polnische Senke

2.3 Paläogeographie und Geomorphogenese

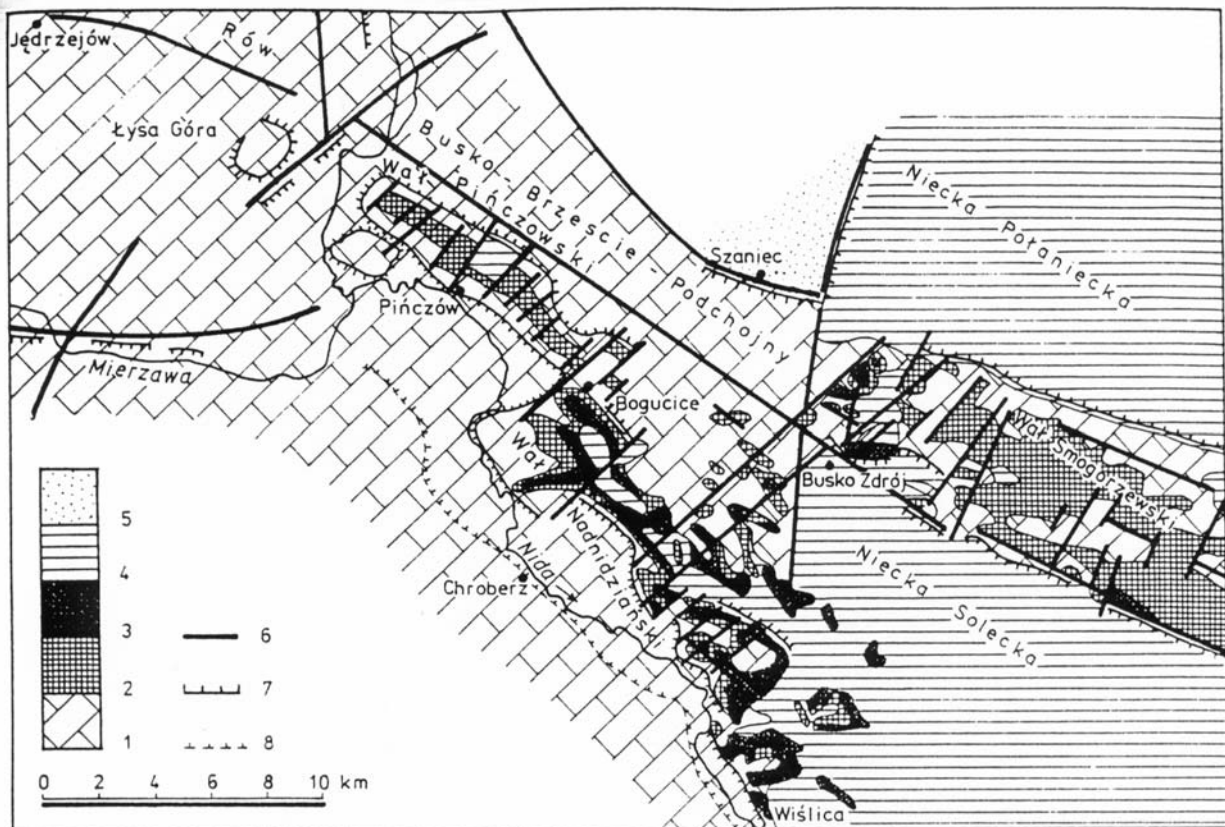
2.3.1 Das Untersuchungsgebiet im Mesozoikum und Tertiär

Die Ausprägung des Grundgebirgsstockwerkes ist Voraussetzung für die darauf folgenden geologisch-paläogeographischen Prozesse. Die paläozoisch-mesozoischen Entwicklungen wirken sich maßgeblich auf die Struktur jüngerer Ablagerungen der Erdgeschichte aus. SEMMEL (1996a: 149) betont in diesem Zusammenhang die Anpassung des Reliefs an bereits vorhandene geologische Strukturen.

Im Perm setzt die Trogentwicklung der Polnischen Senke als östliches Teilbecken der Mitteleuropäischen Senke ein. Mit der permisch-mesozoischen Absenkung ist die Basis für die Ausbildung des Tafelgebirgsstockwerkes gegeben. Genaue Angaben zur Stratigraphie des Perm und des älteren Mesozoikums (Trias und Jura) finden sich in PELZER (1991: 21) und WALTER (1995: 107ff.). Aufgrund begrenzter tektonischer Senkungszone, verbunden mit dem Auftauchen des nichtalpinen Mitteleuropas, engte sich der marine Sedimentationsraum im Übergang vom Jura zur Kreide ein (WALTER 1995: 28).

In der Oberkreide (Turon) dehnte sich das nördliche Kreidemeer sehr weit nach Südosten aus, sodaß es auch im Bearbeitungsgebiet zu einer ca. 400 m mächtigen Ablagerung von kalkhaltigen Mergeln sowie Kalksteinen kommt. Im Untersuchungsgebiet stellt der kreidezeitliche Mergel den Sockel der Erhebung von Pińczów dar. Marine Unter- und Oberkreide folgt am Südrand der Polnischen Senke zum Teil diskordant über Trias und Jura (PELZER 1991: 21; WALTER 1995: 109, 115; LESER & POTSCHIN 1997: 11). Kreidezeitliche Kalksteine sind in der Region um Pińczów nicht aufgeschlossen.

An der Wende Kreide/Tertiär kam es in Folge iaramischer Bewegungen der alpidischen Orogenese zu einer Heraushebung des Heiligkreuzgebirges (Świętokrzyskie Góry), bei der die vormesozoische Basis der Polnischen Senke freigelegt wurde. An den Rändern des Heiligkreuzgebirges wurden die permisch-mesozoischen Beckenfüllungen an die Oberfläche befördert (WALTER 1995: 104). Auch im Bereich der Miechów-(Nida-)Mulde (südlicher Abschnitt der Polnischen Senke) wurden während dieser Zeit die mesozoischen Schichten herausgehoben und leicht gefaltet (LESER & POTSCHIN 1997: 11; OSTASZEWSKA 1997: 2). Im Zuge dieser Entwicklung blieb der Raum zunächst im festländischen Milieu (Paleozän). Im Eozän bildeten sich kleinere Süßwassersenkungen. Erst im Oligozän und Miozän setzte wieder ein Milieu ein, welches zu einer marinen Sedimentation führte. Aus dieser Zeit sind miozäne Kalksteine, Gipse und auch Mergel überliefert (Abb. 9) (LESER & POTSCHIN 1997: 11, 14; POTSCHIN, WAFFENSCHMIDT & WEISSER 2000: 180).



- 1- kreidezeitlicher Mergel 2- miozäner Kalkstein (Tortonien) 3- tertiärer Gips (Sarmatien)
 4- tertiäre Schluffsteine (Sarmatien) 5- tertiärer Sand (Sarmatien) 6- tektonische Linien
 7- tektonische Verwerfung 8- Abbruch des Nida-Beckens

Abb.9: Geologische Karte des Nida-Beckens

Südöstlich von Pińczów, bei Busko-Zdrój (Busko-Baden) hat sich ein Areal mit Gipsgestein aus dem mittleren Miozän (Badenien, Sarmatien) erhalten (OSTASZEWSKA 1997: 2; BABEL 2002: 251). Das Gebiet zeigt nahezu alle Formen von Karstphänomenen im Gipsgestein und enthält die größten natürlich entstandenen Gipskristalle (sog. „Schwalbenschwänze“) in ganz Polen (KOZŁOWSKI & LESZCZYŹYŃ 1986: 74; NOWAK 1986: 116, 117; BABEL 2002: 252). Dieses Vorkommen ist aber lokal begrenzt, da das Gestein einer enorm hohen Lösungsabtragung unterliegt. HOHBERGER & EINSELE (1979: 361, 375) stellen für Gipsgestein in verschiedenen Gebieten der Bundesrepublik Deutschland ca. 400 mm flächenhaften Abtrag in 1.000 Jahren fest. Dieser Wert bezieht sich auf 800 mm Niederschlag im Jahr und fällt damit nicht ganz so hoch für die Region um Busko-Zdrój aus (siehe Kapitel 2.4), stellt aber dennoch den höchsten Wert im Vergleich zu anderen Gesteinen dar (HOHBERGER & EINSELE 1979: 375).

An der Erhebung von Pińczów schließt sich mit einer deutlichen Stufe über dem kreidezeitlichen Mergel eine miozäne Kalksteinschicht an (OSTASZEWSKA 1999: 100; POTSCHEIN, WAFFENSCHMIDT & WEISSER 2000: 180).

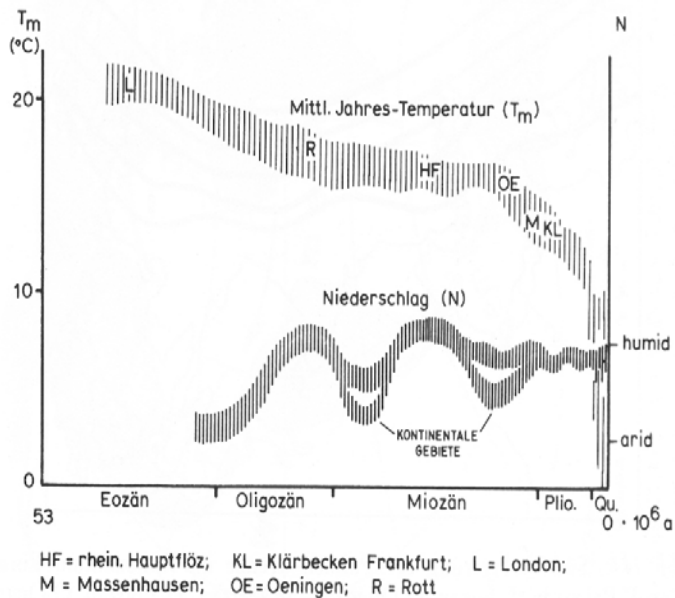


Abb.10: Klimakurve des mitteleuropäischen Tertiärs

Das Klima im Tertiär ähnelt den heutigen semihumiden und semiariden Klimazonen der Rand- und Subtropen. Die jährlichen Durchschnittstemperaturen nahmen nach der mesozoischen Warmzeit im Verlauf des Tertiärs kontinuierlich ab, bis sie sich zum beginnenden Quartär nicht mehr wesentlich von den heutigen unterschieden. Auch wechselten mehrfach längere Zeiten von humiden und subhumiden Niederschlagsverhältnissen mit denen kürzerer semiarider Perioden ab (Abb.10) (SCHWARZBACH 1993: 194ff.; WALTER 1995: 33).

Aufgrund differenzierter Sedimentationsbedingungen können nach LESER & POTSCHIN (1997: 11) vier verschiedene Kalksteinschichten im Bearbeitungsgebiet untergliedert werden. Die oberste und damit jüngste Kalksteinbank besteht aus einem stark verwitterten, rötlichen und eisenhaltigen Kalkschutt mit einer Mächtigkeit zwischen 0,8 m und 1,2 m. Im Liegenden dieser Schicht folgt eine verwitterungsresistentere, bläuliche und schwach geklüftete Bank mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 1,2 m. Darunter befindet sich eine stärker verwitterte Schicht, welche wiederum stark eisenhaltig ist und im Gegensatz zur untersten Bank eine gute, orthogonale Klüftung aufweist. Die älteste Schicht im Verband ist homogen ausgebildet, verfügt über eine Mächtigkeit von >5 m und tritt durch ihre weiß-graue Färbung in Erscheinung. Dieses Gesteinspaket vermittelt somit einen noch relativ frischen Zustand.

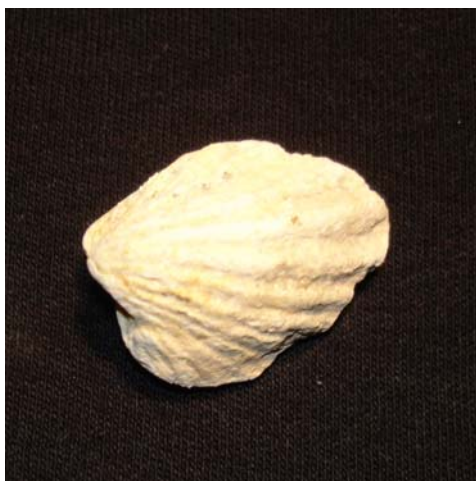


Foto1: Steinkern einer *Cardita*

Mehrere Funde von Muschelabdrücken belegen, daß es sich vermutlich bei diesem Schichtpaket um Kalkstein aus dem Miozän handelt (DRZAL & KLECZOWSKI 1986: 253; OSTASZEWSKA 1997: 2). Foto 1 zeigt einen Steinkern einer Muschel aus dem Unteren bis Mittleren Miozän (MÜLLER 2004). Ein Steinkern stellt eine besondere Erhaltungsform eines Fossils dar. Bei der Fossilisation wird der Hohlraum eines Organismus nach Zerstörung der organischen Weichteile mit Sediment ausgefüllt, welches nach diagenetischen Prozessen den

Körper als Innenabdruck erhält. So geschieht es, daß selbst nachdem die Gehäusesubstanz weggelöst wurde, ein Innenabguß vom Lebewesen erhalten bleibt (HOHL 1985: 423; LESER 1998: 827). Das Fossil ist mit der sogenannten Hämmer-Transgression der Nordsee (Burdigalien – Unteres Miozän) in Verbindung zu bringen (HOHL 1985: 387; MÜLLER 2004). Die Muschel gehört zur Familie der *Cardita*, die eine Schale aus Aragonit besitzen und deshalb schneller weggelöst werden als Schalen aus Calcit.



Foto2: Muschelabdruck mit Calcitschale

Im Foto 2 ist ein Muschelabdruck mit erhaltener Calcitschale zu sehen. Dieses Fossil ist dem Mittleren und Oberen Miozän (Tortonien) zuzuordnen und wird nach MÜLLER (2004) in die Formationen des Wiener Beckens gestellt. In dieser Zeit breitete sich vom Schwarzwald bis zum Schwarzen Meer ein Ozean aus, der Paratethys. In diesem Ozean lebte die Molluskenart als Epifauna (auf dem Sediment) durch Klappenbewegungen freischwimmend wie die heutige Pilgermuschel (HOHL 1985: 395; MÜLLER 2004). Für weiterführende Literatur zu diesem Thema sei auf PLOWSKI (2004) verwiesen, der eine Zusammenstellung von Artikeln zur Paläontologie des Tertiärs herausgab.

Der Kalkstein ist – morphologisch gesehen – ein sehr widerstandsfähiges Material und aus diesem Grund anfällig für Stufenbildung. Nach SEMMEL (1991: 44) gehört das Untersuchungsgebiet zu den Deckgebirgslandschaften Mitteleuropas, die dem Grundgebirge auflagern und aufgrund (morphologisch) verschieden harter Gesteine zu Schichtstufenbildung neigen. Auch DONGUS (1999: 75) sieht in der Bildung von Schichtstufen eine klimatisch unterschiedlich geprägte Abtragungsform in verschiedenen mächtigen und widerstandsfähigen Sedimentschichten. Morphologisch weiche Gesteine bilden dabei wasserundurchlässige Schichten. Morphologisch harte Gesteine dagegen besser wasserundurchlässige Schichten (SEMMEL 1991b: 3). Die Wasserundurchlässigkeit der weichen Gesteine begünstigt einen verstärkten Oberflächenabfluß und bewirkt somit eine höhere Abtragungsrate als in wasserundurchlässigen Gesteinen. Bereits SCHMITTHENNER (1956: 65) erkannte, daß der Resistenzunterschied der beteiligten Gesteinsschichten für die Ausbildung von Schichtstufen das wesentliche Kriterium ist. Der Begriff Schichtstufe beinhaltet damit einen genetischen Aspekt (SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972: 70). Besonders prädestiniert für diesen Prozeß ist der klüftige und wasserundurchlässige Kalkstein, wie er auch im Bearbeitungsgebiet vorliegt (SEMMEL 1991a: 44; 1991b: 3ff.). Das Nida-Becken unterscheidet sich von den meisten mitteleuropäischen Deckgebirgen dadurch, daß nicht nur mesozoische, sondern auch tertiäre Sedimente an die Oberfläche treten (OSTASZEWSKA 1999: 98). Im Untersuchungsgebiet tritt der miozäne Kalkstein mit einer steilen, weithin sichtbaren Stufe über den kreidezeitlichen Mergel in Erscheinung (Foto 3).



Foto3: Stufe des Kalksteins im westlichen Teil der Erhebung von Pińczów (SW-Hang)

Das Pliozän, der jüngste Abschnitt des Tertiärs, wirkt sich vor allem durch flächenhaften Abtrag (Denudation) des Gebietes aus (SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972: 82; DONGUS 1980: 49; RUTKOWSKI 1996: 216). Begünstigt wurde dieser Abtragungsprozeß durch die relativ leichte Verwitterbarkeit der Sedimentschichten unter noch wärmeren und feuchteren Klimabedingungen als heute (siehe Abb. 10) (HOHBERGER & EINSELE 1979: 375; SCHWARZBACH 1993: 209).

In jener Zeit entstanden in den Mittelgebirgen Mitteleuropas Ebenen und Rumpfflächen, wie sie auch im Nida-Becken zu finden sind. Allerdings verwischte das Tertiär laut SEMMEL (1996a: 15) nicht alle Härteunterschiede, so daß sich der miozäne Kalkstein mit einer deutlichen Kante vom schwach geneigten kreidezeitlichen Mergel abhebt, und wie in Abb. 11 zu sehen ist, als Stufenbildner fungiert.

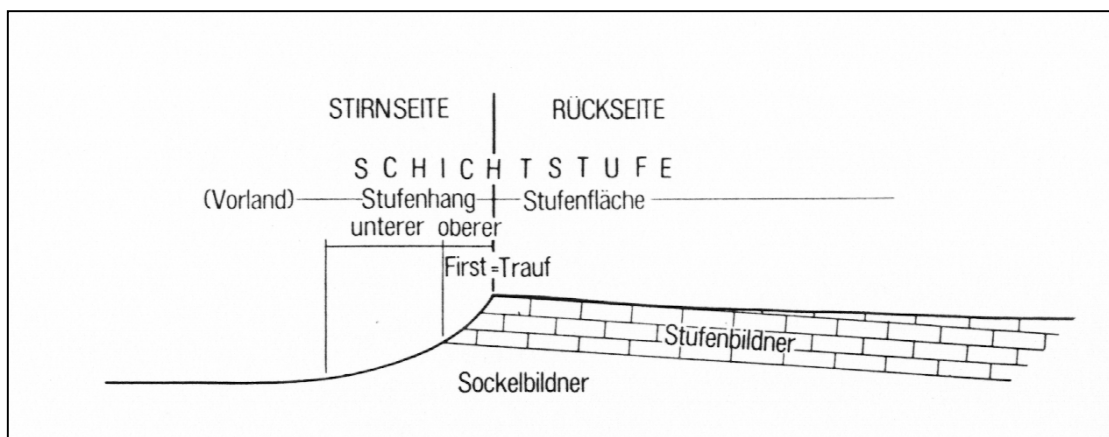
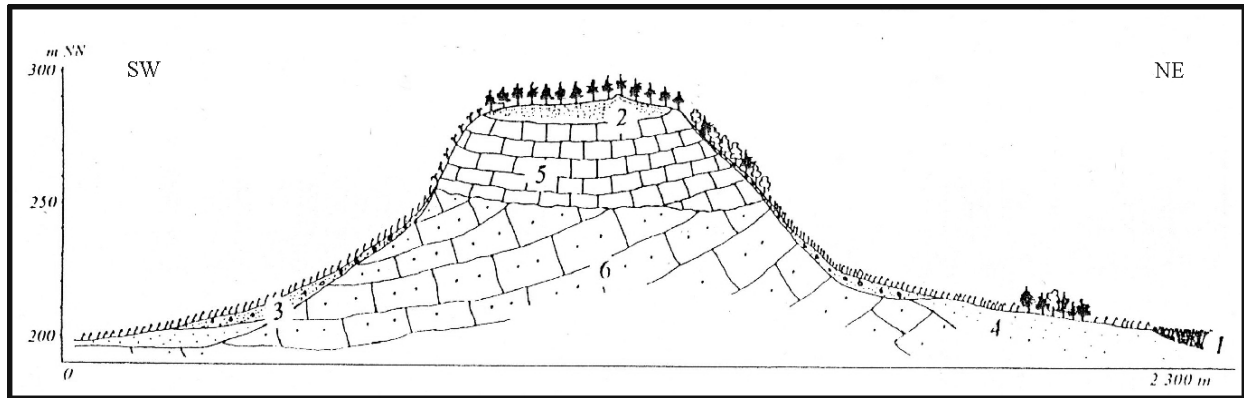


Abb.11: Morphologische Gliederung von Schichtstufen

Die mehr oder weniger geneigte Ebene, welche über der Stufe gelegen ist, wird als Stufenfläche bezeichnet. Die Neigung dieser Fläche ist abhängig vom Grad des Schichteinfallens des Stufenbildners. Sie trägt oft Reste tertiärer Sedimente, welche unter tropischen Klimaten entstehen konnten (KUGLER & SCHAUB 1997: 222; SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972: 71, 78).



- 1- Torf (Holozän) 2- pleistozäner Sand 3- Solifluktionsschuttdecke 4- fluviale Sande der Nida
5- miozäner Kalkstein 6- kreidezeitlicher Mergel

Abb.12: Morphologie der Erhebung von Pińczów

Der südwest-exponierte Unter- und Mittelhang des Pińczów-Hügels, welcher aus wenig widerständigem Material aufgebaut ist, weist eine konkave Wölbung auf und erinnert an ein Pediment (Abb.12) (OSTASZEWSKA 1997: 2; 1999: 98ff.). Nach SCHUNKE & SPÖNEMANN (1972: 71) kann dieser Bereich in einen unteren und oberen Stufenhang gegliedert werden. Der kreidezeitliche Mergel im Bearbeitungsgebiet wirkt als Sockelbildner.

SCHMITTHENNER stellte Regeln zur morphologischen Gestaltung von Schichtstufenlandschaften zusammen (SCHMITTHENNER 1954: 3ff.; DONGUS 1980: 147). Er bezeichnet den im wenig widerständigen Gestein liegenden Abschnitt als Stufenfuß. Der Stufentrauf stellt die Kante der Stufe dar und wird von SCHMITTHENNER (1954: 4) als ein charakteristisches Merkmal einer Schichtstufe angenommen (siehe Abb. 11).

Des weiteren erkennt SCHMITTHENNER eine Regelmäßigkeit in dem Auftreten von Quellhorizonten an der Untergrenze der wasserdurchlässigen (widerständigen) Schicht (vgl. dazu auch DONGUS 1980: 151; SEMMEL 1991b: 3) (siehe Abb. 12). Diese Schichtquellen leisten seiner Ansicht nach stets kräftige Erosionsarbeit, vor allem im nach unten folgenden, wasserundurchlässigen Gestein (SCHMITTHENNER 1954: 3). Nach LESER (1998: 666) sind diese Prozesse maßgeblich an der Herausbildung der Schichtstufenlandschaft beteiligt. Der Stufentrauf ist meist relativ wenig durchfeuchtet und oft sogar sehr trocken (SCHMITTHENNER 1954: 3, 4). Diese Aussagen kann der Autor durch eigene Beobachtungen bestätigen. Am südwest-exponierten Hang gibt es Bereiche im kreidezeitlichen Mergel, die einer starken Erosion unterliegen und zu einer Badland-Bildung neigen (Foto 4). Mit hoher Wahrscheinlichkeit

existieren in diesen Hangabschnitten die von SCHMITTHENNER (1954: 3) beschriebenen Quellaustritte. Im Untersuchungsgebiet schütten die Quellen – abhängig vom Niederschlagsregime – vermutlich periodisch, da eine Vernässung nicht immer zu erkennen ist.



Foto4: erosionsgeprägte Hangbereiche im kreidezeitlichen Mergel (Badland-Bildung)

SCHUNKE & SPÖNEMANN (1972: 78) gehen nicht in allen Punkten mit den von SCHMITTHENNER (1954: 3ff.) aufgestellten allgemeingültigen Regeln zur morphologischen Gestaltung von Schichtstufen konform. So kann beispielsweise im Holozän von einem „Zurückweichen der Landstufe“ im Sinne Schmitthenners (unter rezenter intensiver Abtragung) nicht ohne Vorbehalt gesprochen werden. Im gemäßigt-humiden Mitteleuropa gibt es laut SCHUNKE & SPÖNEMANN (1972: 78) keine Anzeichen für eine Rückverlegung des Stufenhanges parallel zu sich selbst. Vielmehr besteht die holozäne Formung in einer differenzierten Abflachung der Stufe, so wie es beim Schichtstufenrest von Pińczów zu vermuten ist. Auch DONGUS (1999: 83) sieht in dieser Darstellung eine zu einfache Regelhaftigkeit. Er geht davon aus, daß die Verlagerung der Schichtstufe allein von der Stirnseite her (siehe Abb. 11) zwar nicht direkt falsch sei, aber dennoch zu einseitig betrachtet ist. Die Entwicklung von einer verhältnismäßig wenig gegliederten zu einer aufgelösten Schichtstufe sei daher eher der Realität entsprechend. Auch von der Rückseite her, zitiert SEMMEL (1996a: 142) bei BLUME (1971: 67), sei eine Abtragung, welche zu einer Tieferlegung der Stufe führen kann, evident. Dieser Vorgang wird nach Meinung beider Autoren als periglazialer Prozeß angesehen. Die Autoren diskutieren die Entstehung von Schichtstufenlandschaften als Produkt klimatischer, tektonischer und

gesteinsabhängiger Variablen (SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972: 86). Sie gehen davon aus, daß Vorformen schon im Tertiär bestanden haben. In diesem Zusammenhang seien auch die Arbeiten von BÜDEL (1981: 130ff.) und ROHDENBURG (1971: 174, 177ff.) erwähnt. Tertiäre Einebnungstendenzen unter tropischem Klima sowie oberpliozän-pleistozäne Taleintiefung gestalteten die Genese wechsellagernd (SCHUNKE & SPÖNEMANN 1972: 84).

Im Pleistozän werden – gegenüber dem Pliozän – eher hangversteilende Prozesse angenommen. SCHUNKE & SPÖNEMANN (1972: 77) gehen von einer dominierenden Rolle der Gelisolifluktion und der periglazialen Abspülung in Abhängigkeit von feuchten und trockenen Klimaperioden aus. Auch SEMMEL (1996a: 148) weist auf die enorme Bedeutung der Abspülung unter periglazialen Bedingungen hin, welche selbst bei sehr geringen Neigungen wirksam ist. LIEDTKE (1994: 264) teilt die Meinung von SCHUNKE & SPÖNEMANN (1972: 77) nicht. Er ist der Auffassung, periglaziale Prozesse hätten eher einebnende Wirkung.

Aufgrund von Denudation im jüngeren Tertiär und dem folgenden eiszeitlichen Geschehen (Vergletscherung und periglaziale Reliefalterung) weist PELZER (1991: 22, 36) darauf hin, daß die Schichtstufen in den polnischen Mittelgebirgen stark überformt und nur vereinzelt zu finden seien. Er merkt auch an, daß das Gewässernetz im frühen Tertiär, besonders im Süden Polens schon deutlich vorgestaltet war (PELZER 1991: 21).

Im Oberen Pliozän wurden einige Bereiche innerhalb der Nida-Mulde erneut herausgehoben. Nach OSTASZEWKA (1999: 98) gehört der Pińczów-Hügel somit der oberpliozänen metakarpatischen Erhebung an. Wahrscheinlich entstanden durch diese tektonischen Aktivitäten drei quer zum Streichen der Erhebung stehende Brüche. Sie teilen das Gebiet in vier größere Segmente (siehe Abb. 9). Bedeutend für das Untersuchungsgebiet ist die – im Vergleich zu den westlich und östlich umgebenden Schollen – tiefere Lage (Depression) der Scholle (C). Die in diesem Abschnitt liegenden Hänge (NE- und SW-exponierter Hang) weisen eine Bedeckung von pleistozänen Sanden auf, während auf der Scholle (B) in vergleichbaren Positionen in situ anstehender Mergel die Oberfläche bildet (LESER & POTSCHEIN 1997: 15, 16). Eine andauernde Dynamik der tektonischen Senke (Miechów-Nida-Mulde) in der Region um Pińczów bezeugt ein schwaches Erdbeben, welches sich im 18. Jahrhundert ereignete (OSTASZEWSKA 1999: 98).

2.3.2 Das Untersuchungsgebiet im Quartär

Mit der Abkühlung im beginnenden Pleistozän breitete sich das aus Norden kommende Inlandeis bis in den Süden Polens zum Fuß der Karpaten und Sudeten aus. Da das Inlandeis im Osten weiter nach Süden vordrang, sind 93% der Fläche Polens mit eiszeitlichen Ablagerungen bedeckt. In Deutschland hingegen sind ostwärts der Elbe nur ca. 70% und westlich der Elbe sogar lediglich 30% der Landesfläche von den Ablagerungen der Gletscher betroffen (WÖHLKE 1991: 49).



Abb.13: Geomorphologische Gliederung Polens

Die Verbreitung der ältesten (podlachischen) Vereisung, auch Elbe-Kaltzeit genannt, ist nicht sicher nachzuweisen, da das Gebiet von jüngeren eiszeitlichen Ablagerungen weitgehend überprägt ist. Wahrscheinlich wurde aber nur Nordpolen von dieser Vereisung erfaßt (KAPALA 1988: 31).

Sicher belegt hingegen sind die folgenden Phasen der Vergletscherung, von denen die Elster-Kaltzeit die älteste ist. In der polnischen Terminologie wird sie auch als Krakauer Kaltzeit (złodowacenie krakowskie) oder südpolnische Vereisung bezeichnet. Das Eis stieß während dieser Phase am weitesten nach Süden vor und verfügte über die größte räumliche Ausdehnung im Vergleich zu den folgenden Vereisungen (Abb. 13). Nachweisbar ist die Ausdehnung bis zum Fuß der Beskiden und Karpaten. In der Mährischen Pforte (Moravská brána) drang das Eis bis zur Wasserscheide zwischen der Oder und dem Einzugsgebiet der Donau vor (WÖHLKE 1991: 50). Der Eisrand paßte sich dem Relief an und bedeckte nach LIEDTKE (1975: 103) Höhen bis zu 420 m. Aufgrund der Höhe des Pińczów-Hügels von etwa 300 m muß demzufolge von einer glazialen Überprägung des Untersuchungsgebietes ausgegangen werden (siehe Abb. 13). Schlottenfüllungen mit glazialen Geschiebe oder Moränenmaterial bzw. Gletscherschliffe auf der Erhebung, welche eine glaziale Überformung belegen, konnten nicht nachgewiesen werden (HEINRICH et al. 2002: 9). CABAJ & NOWAK (1986: 208), OSTASZEWSKA (1997: 2) und auch TSERMEGAS et al. (2000: 41) sehen die glaziale Überprägung der Erhebung von Pińczów aufgrund einzelner lokaler Formen dennoch als evident an; ebenso DRZAL & KLECZOWSKI (1986: 252).

LIEDTKE (1975: 103) bemerkt, daß der Nachweis schwierig zu führen sei, da Moränen nur noch in ganz wenigen punktförmigen Resten auf erosionsfernen Flächen erhalten sind. Seiner Meinung nach eignet sich für den Nachweis der Vereisung besonders das Erfassen der Erratica, welche zu 80% aus großen Granitblöcken bestehen und noch südlich des Bearbeitungsgebietes zu finden sind. Diese seien allerdings häufig von jüngeren Periglazialschutt überdeckt.

Bevor sich das Inlandeis erneut ausdehnte, kam es zu einer kräftigen Erwärmung während der Holstein-Warmzeit (Masowische Warmzeit). In diesem großen Interglazial entfaltete sich das Gefieder der Flußsysteme, was besonders in den Oberlaufstrukturen in Südpolen deutlich wird. Mit ihren Unterläufen folgten die Ströme der nordwestlichen Abdachung. Die Flüsse leisteten dabei zum Teil kräftige Erosionsarbeit (PELZER 1991: 23).

Anschließend rückte das Eis der Saale-Kaltzeit vor. In der polnischen Nomenklatur wird von der mittelpolnischen Vereisung (złodowacenie śródkowopolski) gesprochen. Auch in Polen werden – wie in Deutschland – diverse Stadien der Vereisung unterschieden (LIEDTKE 1975: 90). Diese Vereisungsphase erreichte das Bearbeitungsgebiet aber nicht. Der Gletscherrand lehnte sich

an die Mittelpolnischen Hochflächen und der Eisvorstoß kam somit nördlich des Untersuchungsgebietes zum Erliegen (siehe Abb. 13). In dieser Zeit wurden mächtige Kiese und Sande akkumuliert, welche südlich von Pińczów eine ausgesprochen gut erhaltene Sanderform bilden (OSTASZEWSKA 1997: 3). Dieses Gebiet wird heute als Kiefernforst genutzt.

OSTASZEWSKA (1999: 99) geht davon aus, daß bereits während der Saale-Kaltzeit die Erhebung von Pińczów mit pleistozänem Sand überweht wurde. Abhängig von Phasen geringer Vegetationsbedeckung fand im jüngeren Pleistozän bis hinein ins Holozän eine Überformung zu einer Dünenlandschaft statt. Die Landschaftsgenese auf der Verebnung ist als sehr jung und dynamisch einzustufen. Heute stockt auf den Dünen, welche aus quarzreichem Sand bestehen, ein ca. 40 Jahre alter Kiefernforst, der partiell mit Birken durchsetzt ist.

Andere Autoren stellen die Entstehung von Dünenlandschaften in die gleiche Zeit, heben aber das unterschiedliche Maß an Wirksamkeit der Genese in bestimmten Abschnitten (z.B. Tundrenzeiten) hervor. So beschreiben beispielsweise LIEDTKE (1975: 84) und MANIKOWSKA (1985: 126) eine beginnende Akkumulation äolischer Sedimente der Sandfraktion in Mittel- bzw. Zentralpolen vor etwa 14.500 – 14.000 Jahren B.P.. LIEDTKE (1975: 85) weist zusammen mit MANIKOWSKA (1991: 132) eine mehrphasige Genese aus. Die initiale Phase der Dünenbildung sieht LIEDTKE (1975: 85) ausgelöst durch instabile Flugsandfelder und stellt sie zeitlich in das ausklingende Hochglazial und die Älteste Tundrenzeit, verbunden mit einem subarktischen Klima. KLATKOWA (1991: 77) betont in diesem Zusammenhang besonders die Gebundenheit an trockene Perioden. Mehrere Gründe belegen, daß die Dünen von Winden aus westlicher Richtung aufgeweht wurden. Das Einfallen der Dünen nach Osten, das Vorhandensein von Ausblasungswannen auf der Westseite der Dünen und auch die Böschungswinkel sprechen nach LIEDTKE (1975: 85) für diese Annahme. Vermutlich wurden die Sande aus den kaltzeitlichen Terrassen der im Westen gelegenen Nida ausgeweht.

Nach den Vorstellungen vieler Autoren (z.B. MANIKOWSKA 1985: 127 und SEMMEL 1985: 16) waren die Flüsse dieser Zeit oft als anastomisierende Ströme ausgebildet, auch als „braided river system“ (verwilderter Fluß) bezeichnet. Diese Morphologie liegt nach SEMMEL (1985: 16) und WEISE (1983: 63) in der kontinuierlichen Zuführung von Schutt unterschiedlichster Korngrößen begründet, ausgelöst durch die relativ starke Frostverwitterung. Die notwendigen Windgeschwindigkeiten für eine Sandverlagerung hangaufwärts beziffert LIEDTKE (1975: 85) mit 5,0 bis 6,7 m/sec. Das entspricht den Windstärken 3 (schwache Brise) bis 4 (mäßige Brise) der Beaufortskala. Die verfrachteten Sande auf der Hochfläche der Erhebung weisen vorwiegend Korngrößen im Mittelsandbereich auf (ca. 75-90% mS).

Auf die erste Phase der äolischen Sandbewegung folgte eine Phase der Stabilisation im Bölling-Interstadial, ausgelöst durch Vegetationsbedeckung (Park-Tundra, v.a. *Pinus* und

Betula) und gekennzeichnet durch initiale Bodenbildung (initiale Humushorizonte) (MANIKOWSKA 1985: 126; MANIKOWSKA 1991: 134; MANIKOWSKA 1999: 99; SEMMEL 1993: 76). Die Hauptbildungsphase stellt LIEDTKE (1975: 85) wie auch OSTASZEWSKA (1999: 99) in die Ältere Dryas (Tundrenzeit). Später korrigiert dies LIEDTKE (1993: 90) und geht zusammen mit SEMMEL (1980: 107) und KOZARSKI (1978: 302) konform, die eine besonders große Aktivität der Bildung periglazialer Dünen in der Jüngeren Dryas für wahrscheinlicher halten. Weiterführende Informationen und Diskussionen zu dieser Thematik finden sich u.a. bei KOZARSKI (1991), der ein Band zu den äolischen Aktivitäten von Zentral- und Nordeuropa während des Spätweichsels herausgab. Auf die Ältere Dryas folgte mit dem Alleröd-Interstadial, begründet durch einen Klimawechsel, erneut eine Phase der Stabilisation des Systems. Der Wechsel hin zu einem gemäßigt, leicht humiden Klima begünstigte lichte Waldvegetation (Birken-Kiefernwald) und fixierte die Dünenoberflächen (SCHIRMER 1999: 21). Auch in dieser Zeit kam es zu einer Bodenbildung, die aber schon etwas stärker sein kann als im Bölling. MANIKOWSKA (1985: 126; 1991: 136) beschreibt für Dünengebiete Zentralpolens schwach entwickelte Podsole, welche heute meist als fossile Stadien überliefert sind. Diese Aussagen decken sich mit den von OSTASZEWSKA (1999: 99) gemachten Angaben über das Vorhandensein fossiler Bodenhorizonte (Reste schwach entwickelter Podsole und saurer Braunerden) im Dünengebiet auf der Hochfläche der Pińczówer Erhebung. Nicht sicher nachgewiesen ist, ob diese Bildungen nicht vielleicht auch auf jüngere Stabilisationsphasen zurückgehen, da es immer wieder zu nachträglichen Abwehungen gekommen ist und ältere Bodenbildungen teilweise zerstört wurden (LIEDTKE 1975: 85; MANIKOWSKA 1991: 137).

Nach der von vielen Autoren (u.a. KOZARSKI 1978: 302; SEMMEL 1980: 107; MANIKOWSKA 1991: 132) als Hauptbildungsphase der Dünenentstehung angesehenen Jüngeren Dryas, setzte im beginnenden Holozän eine lange Phase der Stabilisation ein, welche mit dem Präboreal begann. Auch das Holozän kann als mehrphasiges System der Genese verstanden werden (SCHIRMER 1999: 23). Wie MANIKOWSKA (1991: 138) ausführt, entwickelten sich in dieser Zeit in den Dünensanden wohl vor allem saure Braunerden, da Kiefer zugunsten von Hasel und Birke etwas zurückging. Auch stellte sich zusammen mit dem grasreichen Unterwuchs ein trockeneres Klima ein, was eher zur Verbraunung statt Podsolierung führte. Abhängig von den veränderlichen Klimabedingungen und der damit verbundenen Vegetationsbedeckung im Holozän standen immer wieder kürzere Phasen lokaler Verwehungen von Sand Phasen der Stabilisation gegenüber. Eine deutliche Zunahme und Reaktivierung der äolischen Aktivität ist an den anthropogenen Einfluß gekoppelt, welcher sich besonders seit dem Atlantikum bemerkbar machte, da Polen zu dieser Zeit schon vollständig besiedelt war (MANIKOWSKA 1991: 139). So stellen KOZARSKI & NOWACZYK (1991: 119) und auch LIEDTKE (1975: 85; 1993: 90) besonders die mittelalterliche Rodungstätigkeit, aber auch die Schafhude als auslösende Faktoren für eine zurückgehende Vegetationsbedeckung dar, die Voraussetzung für eine

äolische Bewegung ist. SCHIRMER (1999: 23) und SZCZYPEK & SOSNOWIEC (1991: 173) sehen lokale Verlagerungen bis in die heutige Zeit durch Waldrodung, Plaggenwirtschaft und Ausbeutung von Sandreservoirs gegeben. DULIAS (1999: 137) und JÄGER & KOPP (1999: 131) betonen die wirtschaftende Tätigkeit des Menschen als Faktor für die Reaktivierung der holozänen Dünenüberformung selbst in Phasen moderaten Klimas (Atlantikum, Subboreal und Subatlantikum). DULIAS (1999: 137) untersuchte Gebiete in der westlich an die Nida-Mulde angrenzenden Krakau-Tschenstochauer Hochfläche (Wyżna Krakowska-Częstochowska) mit ähnlicher geologischer Ausgangslage wie das Untersuchungsgebiet (siehe Abb. 2).



Foto5: Dünenlandschaft im Bereich der pleistozänen Sande auf dem Plateau der Erhebung

Die Mächtigkeiten der Sande auf dem Pińczów-Hügel werden von LESER & POTSCHIN (1997: 14) mit 2-5 m beziffert. Die deutlichsten Formen lassen sich im zentralen Bereich der Erhebung erkennen und flachen zunehmend zur Peripherie ab, bis sie schließlich in die kaum gegliederte Hochfläche übergehen. Der Niveauunterschied vom Wellenscheitel zum Wellental der Dünen erreicht dabei maximal 7 m (LESER & POTSCHIN 1997: 43) (Foto 5). Die primäre Morphologie der Dünen hängt in entscheidendem Maß von der Gestalt des präquartären Reliefs ab. So verursachen z.B. Stufen in der Landschaft eine Abnahme der Windgeschwindigkeit und führen, wie bei dem Schichtstufenrest von Pińczów zu vermuten, zu einer ersten Sortierung des Materials. GOŚCINIAK (1999: 163) beschreibt anhand einer Schichtstufe aus dem Oberen Jura in Südpolen eine Abnahme der Korngröße mit zunehmender Höhe der Erhebung. Nicht nur auf der Hochfläche bei Pińczów sind äolische Akkumulationen von Sanden erhalten. Im Norden des Hügels bei Skowronno Gorne (siehe Abb. 3) befinden sich auf den Nidaterrassen ebenfalls große Dünen, die eine gute Schichtung der Flugsande erkennen lassen.

Aus den saalekaltzeitlichen Terrassen der Nida wurde in einer ersten Phase auch Löß (Saale-Löß – prä-Eem) ausgeweht, der aber für das engere Untersuchungsgebiet keine Bedeutung besitzt, da er mit der Hauptwindrichtung nach Osten nur in den Lee-Lagen der Erhebung akkumuliert wurde (nordost-exponierter Hang der Pińczów Erhebung) (CHLEBOWSKI & LINDNER 1999: 39). Aufgrund seiner Korngröße konnte der Löß weiter verfrachtet werden als der Sand.

In der auf die Saale-Kaltzeit anschließenden Eem-Warmzeit (Masowien II) wurde das Flußnetz Südpolens strukturell stabilisiert. Die Weichsel hat sich beispielsweise mit ihrem Zulauf in das Eem-Meer auf ihren dauernden Verlauf festgelegt (PELZER 1991: 25). Pleistozänen Ursprungs ist das Tal des Flusses, welches die Mittelpolnischen Hochflächen im Osten mit einer Tiefe von 60 bis 70 m durchbricht. STARKEL & GĘBICA (1995: 186) beschreiben die Kopplung der Flußmorphologie des Weichseleinzugsgebietes (und ihrer Nebenflüsse) mit den relativ raschen klimatischen Veränderungen. So kommt es ihrer Ansicht nach aufgrund von Vegetationsänderung und wechselnder Materialzufuhr in den Glazial- und Interglazialzeiten zu Änderungen des Fließverhaltens der Wasserläufe Südpolens. Besonders evident sei der mehrfache Wechsel vom „braided river system“ hin zum stark mäandrierenden Fluß (TURKOWSKA 1995: 209). Erkennbar sind diese Strukturen auch heute noch, beispielsweise an den zahlreichen Altarmen und Mäandern der Nida in der Nähe von Pińczów.

Die jüngste Vereisungsphase der Weichsel-Kaltzeit, auch baltische Vereisung genannt (złodowacenie bałtyckie), erfaßte nur Nordpolen. TSERMEGAS et al. (2000 : 41) weisen zwei pleistozäne Terrassen der Nida aus, wobei eine vermutlich in die Saale-Kaltzeit zu stellen ist. Neben den pleistozänen Flußterrassen unterscheiden die Autoren zusätzlich zwei holozäne Nidaterrassen.

In einer zweiten Phase wurde wiederum Löß (Weichsel-Löß) auf den nordost-exponierten Hang abgelagert (CHLEBOWSKI & LINDNER 1999: 40). Zur Unterscheidung der beiden Phasen kann der Kalkgehalt im Löß dienen, wobei der saalezeitliche Löß aufgrund der Zeitspanne viel stärker entkalkt ist als der Weichsel-Löß. Vermutlich wurde der saalezeitliche Löß schon im Eem entkalkt. Heute ist dieses Substrat vorwiegend in Form von Sandlöß erhalten und trägt eine fossile, höchstwahrscheinlich eemzeitliche Parabraunerde. Der Weichsel-Löß ist bis dato noch nicht vollständig bis zur Basis entkalkt. Auf dem nordost-exponierten Hang existiert ein kleinräumiger Wechsel von entkalktem und kalkhaltigem Löß, was eine zweiphasige Einwehung des Materials als plausibel erscheinen läßt (HEINRICH et al. 2002: 12).

Aufgrund der dargestellten Vereisungsperioden muß angenommen werden, daß bereits vor der Elstervereisung in Mitteleuropa in den Kaltzeiten Periglazialklima herrschte (SEMMELE 1996a: 26). Während der beiden letzten Kaltzeiten lag das Untersuchungsgebiet ebenfalls im

periglazialen Raum (Altmoränengebiet) (siehe Abb. 13). Somit sind u.a. nach Auffassung SEMMELS (1996a: 28) periglaziale Prozesse wie Geli-Solifluktion, Kryoturbation, äolische Verlagerung von Material unterschiedlicher Korngröße sowie aquatisch-denudative Formung von größerer Bedeutung als die glaziale Überprägung durch das Elstereis. LIEDTKE (1975: 81) bemerkt in diesem Zusammenhang die unterschiedliche Wirksamkeit und zeitliche Einordnung gebundener (mit Vegetation) und ungebundener Solifluktion (ohne Vegetationsbeeinflussung). Der oberflächennahe Untergrund wird aufgrund dieses polygenetischen Milieus in weiten Teilen Mitteleuropas durch Lockergesteinsdecken (Schuttdecken) gebildet (SEMMELE 1985: 52). Da sich der Löß nur im Lee der Erhebung befindet und keinen Einfluß auf das konkrete Bearbeitungsgebiet hat, kommt dem Flugsand eine erhöhte Bedeutung zu. Im Untersuchungsgebiet (Höchfläche der Erhebung und südwest-exponierter Hang) tritt Sand vorwiegend als Mittelsand in unterschiedlichen Anteilen als Bestandteil der periglazialen Lockergesteinsdecken auf.

Im Holozän akkumulierten mächtige Torfe im Nidatal, die ein großes Niedermoorgebiet nordöstlich der Erhebung bilden. Entstanden sind diese mächtigen Ablagerungen vermutlich aufgrund der stauenden Wirkung des kreidezeitlichen Mergels, welcher sich im Untergrund befindet. Da die chemische Beschaffenheit des Grundwassers mehr an die kalkhaltigen Sedimente im Untergrund als an die oberflächlich anstehenden pleistozänen Sande gebunden ist, stuft OSTASZEWSKA (1999: 101) das Niedermoor als sehr nährstoffreich ein. In den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts wurden die Gebiete melioriert, um sie einer Nutzung als Wiesen und Weiden zuzuführen.

Das Holozän ist geprägt durch die immer dichter und häufiger werdenden Eingriffe des siedelnden Menschen, vor allem seit dem Atlantikum. Erste Siedlungsaktivitäten sind für das Untersuchungsgebiet aus dem Paläolithikum (Altsteinzeit) beschrieben (MADEYSKA & KOZŁOWSKI 1995: 113; OSTASZEWSKA 1997: 7). Schon vor etwa 9.000 Jahren entwickelten sich morphologisch deutlich veränderte Tier- und Pflanzenformen, welche über Generationen vom Menschen domestiziert wurden (MÜLLER-BECK 1990: 125). Unweit des Untersuchungsgebietes, im ostkarpatischen Vorland (im Westen der heutigen Ukraine), sind ebenfalls paläolithische Siedlungsspuren belegt. In dieser Zeit traten vor allem Jäger, Fischer und Sammler mit saisonalen Lagern auf (LIEDTKE 1975: 116; ŁANCZONT & MADEYSKA 2005: 373) Besonders hervorzuheben ist die späte Magdalenien-Zeit (Älteste Tundrenzeit), in der die frühesten permanenten Siedlungen im Gebiet entstanden. Auch im heutigen Raum von Niederösterreich, Böhmen, Mähren, Thüringen und Sachsen erschienen zur gleichen Zeit Siedler, die als Rentier- und Pferdejäger ihren Ursprung im Westen Europas hatten (Frankreich-Magdalenien) (MADEYSKA & KOZŁOWSKI 1995: 115).

Mit dem Beginn des Neolithikums (Jungsteinzeit) fand in Mitteleuropa eine mehr oder minder intensiv ausgeprägte landwirtschaftliche Nutzung statt (DOTTERWEICH et al. 2003: 431). Im Untersuchungsgebiet wird dies durch Funde neolithischer Beile aus Feuerstein belegt (OSTASZEWSKA 1997: 7). Abhängig von der Nutzungsintensität, beeinflusst durch Klima und Relief, führten die zunehmenden menschlichen Siedlungsaktivitäten zu Veränderungen der Wasser- und Stoffdynamik und somit zur Modifikation der natürlichen Boden- und Reliefentwicklung. Infolgedessen sind die heutigen Böden und das Mikrorelief weitgehend das Resultat anthropogener Tätigkeit oder quasinatürlicher Prozesse. Beispiele oder Auswirkungen einer oft unangemessenen Nutzung lassen sich im Bild der heutigen Landschaft gut erkennen, so auch in der Umgebung des Bearbeitungsgebietes.

Im Süden von Pińczów (noch südlich der ausgeprägten Sanderfläche) existiert eine Lößlandschaft par Excellence (Weichsel-Löß), welche durch die räumliche Aufeinanderfolge verschiedener Lößtypen (nach Süden: Sandlöß und typischer Löß) gliederbar ist (OSTASZEWSKA 1997: 3; 1999: 102; eigene Untersuchungen 2004).

Diese Landschaft wird bis heute größtenteils intensiv landwirtschaftlich genutzt. Es haben sich nur kleine Areale mit naturnaher Waldgesellschaft (*Tilio-Carpinetum*) erhalten. Ausdrucksformen dieser Jahrtausende währenden Nutzung sind verschiedene Erosionsformen, von denen die Hohlwege im Löß mit einer Tiefe von bis zu 15 m am beeindruckendsten sind.

Eine besondere Erosionsform, welche beispielsweise in Lößlandschaften Deutschlands nicht so zu erkennen ist, stellen schmale, langgestreckte, zum Teil mehrere Dezimeter hohe Erdwälle dar, die als Rückstände einer flächenhaft wirksamen Bodenerosion angesehen werden müssen. Diese Vollformen haben sich entlang von Parzellengrenzen entwickelt und dokumentieren eine rasch ablaufende Erosion in der durch die schmale Parzellierung stark gegliederte Ackerflur. Die Formen selbst werden nicht mehr gepflügt und weisen somit ungenutzt das ganze Jahr über einen dichten Grasbewuchs auf, der die weitere Erosion verhindert. Angrenzende Bereiche hingegen werden aufgrund ihrer Nutzung stärker erodiert und tiefergelegt. Die Vollformen dokumentieren somit das Niveau älterer Geländeoberflächen.

Durch die winzigen Langstreifenparzellen der Felder treten diese Formen recht häufig auf und bilden deutliche Grenzen zwischen einzelnen Feldfluren. Bei stärker werdender Hangneigung können die Erdwälle in Ackerrainstufen übergehen. Damit hat die Kleinparzellierung der Ackerflächen mit schmal langgestreiften Feldern keine besonders erosionsvermindernde Wirkung. Diese langgestreckten Erosionsformen, die als Vollformen sukzessive durch Tieferlegung der angrenzenden Ackerböden entstehen, lassen sich beim Einsatz einfacher traditioneller Arbeitsgeräte – in diesem Fall Pferdegespanne, wie sie zum Teil heute noch Verwendung finden – nach einiger Zeit nicht mehr ohne weiteres umpflügen. Durch Selbstversteilungsprozesse der Abspülung an der Basis dieser Formen wachsen diese rasch über die Umgebung heraus und bilden charakteristische Zeugnisse stark wirksamer



Foto6: Erdwall zwischen zwei schmalen Langstreifenparzellen (SW-Hang der Erhebung)



Foto7: traditionell errichtetes Haus aus Kalkstein

Bodenerosion in der kleinparzellierten Agrarlandschaft. Es liegt somit keineswegs eine angepasste nachhaltige Nutzungsform vor, sondern die überwiegend hangparallele Anlage der schmalen Felder fördert vielmehr die Bodenerosion (LESER & POTSCHIN 1997: 118; HEINRICH et al. 2002: 43).

In einem etwas geringeren Ausmaß sind diese Formen auch im engeren Untersuchungsgebiet zu finden (Foto 6). Der südwest-exponierte Hang der Erhebung von Pińczów ist zwar nicht durch eine mächtige Lößdecke charakterisiert, trägt aber ebenfalls diese beschriebenen Vollformen und deutet somit auf eine langwährende intensive landwirtschaftliche Nutzung hin.

Mit dem seßhaft werden des Menschen vor rund 5.000 Jahren (Neolithikum) setzt sich Ackerbau und Viehzucht durch und der Mensch beginnt eine Vorratshaltung. Die notwendigen Flächen für die Landwirtschaft werden häufig durch Rodungen erschlossen (besonders römische Besiedlungs-epoche und mittelalterliche Rodungstätigkeit). Die Folgen der dadurch ausgelösten Erosion im veränderten System des Einzugsgebietes spiegeln sich in einer korrelaten Sedimentation von Auelehm (bzw. Auensedimenten) in den Talniederungen der Flüsse wider. Am Unterhang oder in anderen Geländedepressionen lagern sich zum Teil mächtige Kolluvien ab, die ebenfalls Ausdruck von Bodenabtrag höherer Hangbereiche sind. OSTA-SZEWSKA (1999: 102) spricht in diesem Zusammenhang von einer (alt-)kolluvialen Überprägung der Böden im Unterhangbereich des südwest-exponierten Hanges der Pińczówer Erhebung. So kommt es, daß sicher auch die periglazialen Lockergesteinsdecken in einigen Bereichen des südwest-exponierten Hanges durch Erosion in ihrer Mächtigkeit beeinträchtigt wurden (z.B. SEMMEL 1991a: 47, 49).

Die deutlichste anthropogene Überprägung erfuhr das Gebiet durch einen mehrere Jahrhunderte währenden Kalksteinabbau (bereits im 11. Jh. aktiv), welcher bis in das vorige Jahrhundert andauerte (LESER & POTSCHIN 1997: 48; ŁUSZCZYŃSKI & ŁUSZCZYŃSKA 2000: 15). Der Komplex aus Kalkstein um Pińczów mit einer maximalen Mächtigkeit von 50 m eignet sich aufgrund seiner hohen Stabilität (technische, thermische und atmosphärische) sehr gut als Baustoff und wurde vorwiegend zu diesem Zweck gewonnen (ŁUSZCZYŃSKI & ŁUSZCZYŃSKA 2000: 2). Die Häuser der Region bestehen nahezu alle aus diesem Werkstoff (Foto 7).



Foto8: Grube des ehemaligen Kalksteinabbaus auf der Erhebung von Pińczów

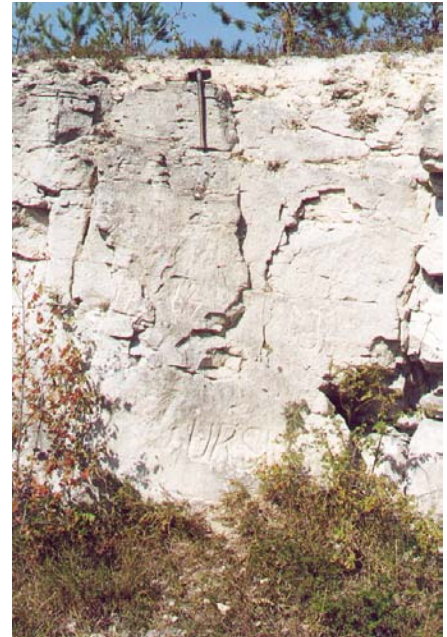


Foto9: Wand eines ehemaligen Steinbruches auf der Erhebung

Sichtbar werden die Auswirkungen des Abbaus in Form von Gruben (Foto 8), welche zum Teil mit Schuttmaterial oder auch Müll verfüllt wurden, offengelassenen Steinbrüchen (Foto 9) und aufgeschichteten Terrassen. In diesen Arealen muß das Vorhandensein tektonogener Substrate angenommen werden. Zusammenfassend kann man für das Holozän eine intensive, nicht immer angepaßte Nutzung des Gebietes feststellen.

2.4 Klima

Das Klima des Untersuchungsgebietes ist gekennzeichnet durch eine Übergangslage zwischen dem ozeanisch geprägten Westen und dem kontinental beeinflussten Osten. Die Übergangslage wird charakterisiert durch den kontinental geprägten Jahresverlauf der Temperaturen bei gleichzeitigem Auftreten relativ hoher Jahresniederschläge. Die Temperaturamplitude steigt mit zunehmender Kontinentalität ostwärts an, wobei die Niederschläge nach Osten abnehmen (WÖHLKE 1991: 62). Die jährliche Niederschlagsverteilung hat ihr Maximum in den Küstenregionen und in Westpolen sowohl im April/Mai als auch in den Herbstmonaten. Im kontinentalen Osten konzentrieren sich die Niederschläge zunehmend auf die warme Jahreszeit (Juli/August). Sie fallen dann zu einem großen Teil als Starkregen (Konvektionsregen). Abnahme und zeitliche Konzentration der Niederschläge führen zum verringerten Ausgleich der Temperaturen im Osten. Dies wiederum bedingt extremere Sommer- und Wintertemperaturen. Dieser Effekt wird im atlantiknahen Raum durch den Golfstrom als dämpfenden Faktor für Extremtemperaturen gemildert (WÖHLKE 1991: 63).

Nach der Köppenschen Klassifikation läßt sich das Untersuchungsgebiet dem Dfb-Klima zuordnen (STRÄßER 1998a: 84). Diese Abkürzung beschreibt ein immerfeuchtes, winterkaltes Klima (STRÄßER 1998b: 32).

Die geographische Lage der Nida-Mulde zwischen den im Westen, Norden und Osten angrenzenden Hochflächen (siehe Kapitel 2.1) ist von entscheidender klimatischer Bedeutung. Aus diesem Grund kann die Nida-Mulde als separate klimatische Region angesehen werden (ŽMUDSKA, KICIŃSKA & OLSZEWSKI 2000: 129). Geöffnet ist das Gebiet nur nach Südosten zum Tal der Weichsel hin. Im Vergleich zu den umgebenden Regionen ist die Nida-Mulde relativ trocken, besonders in ihrem südlichen Teil, in dem sich das Bearbeitungsgebiet befindet. So wird für den westlichen Teil des Nida-Beckens ein durchschnittlicher Jahresniederschlag von über 700 mm angegeben und für den südöstlichen Teil ein Wert von unter 600 mm (DRZAL & KLECZOWSKI 1986: 252). Es ergibt sich eine geringfügige Zunahme der Niederschläge zur westlichen und östlichen Peripherie hin und in Anlehnung an die Reliefverhältnisse auch eine beidseitige Zunahme in den nördlichen und südlichen Flankenbereichen.

Die Jahresdurchschnittstemperaturen der mittelpolnischen Hochflächen werden mit 7 bis 8°C angegeben (PELZER 1991: 39, 43). Bedingt durch die polar kontinentalen Luftmassen (Hochdruckgebiete), welche sich vor allem im Winter von der Ukraine nach Westen ausbreiten, ergibt sich ein geradezu klassisches West-Ost-Gefälle der Temperaturen. So liegen zum Beispiel die mittleren Januartemperaturen im Bereich des Oderlaufs und unter dem maritimen Einfluß im Norden bei –1 bis –1,5°C, dagegen parallel zur polnischen Ostgrenze bei –4,5 bis –

5°C. Fast deckungsgleich mit dem 19°-Längengrad verläuft meridional die -3°C-Januarisotherme von der Mährischen Pforte zum Weichseldelta (PELZER 1991: 39).

Für die Nida-Mulde kann man die mittleren Januartemperaturen noch einmal differenzieren. Im nördlichen Abschnitt unter dem Einfluß des Heiligkreuzgebirges (Góry Świętokrzyskie) sind die Temperaturen mit -3°C, im südlichen Teil mit -2,5°C angegeben (ŁUSZCZYŃSKI & ŁUSZCZYŃSKA 2000: 8). Die Durchschnittstemperaturen im Juli liegen im Bereich der kleinpolnischen Hochflächen zwischen 16 und 17°C (WÖHLKE 1991: 64), im südlichen Teil der Nida-Mulde sogar bei 19°C (ŁUSZCZYŃSKI & ŁUSZCZYŃSKA 2000: 8).

Aufgrund der regionalen Temperaturverteilung ergibt sich innerhalb der Nida-Mulde auch eine Differenzierung der Vegetationsperiode. Im südlichen Teil dauert die Vegetationsperiode mit etwa 210 Tagen 10 Tage länger als im nördlichen Abschnitt (PELZER 1991: 42; ŁUSZCZYŃSKI & ŁUSZCZYŃSKA 2000: 8). Die relativ lange Vegetationsperiode im Gunstgebiet der südlichen Nida-Mulde wird durch starken Hagelschlag eingeschränkt, welcher vor allem empfindliche Sonderkulturen bedroht. Im Gebiet der Weichsel und der Nida (nördlich von Krakau) liegt die Hagelgefährdung mit durchschnittlich 20 Schauern pro Jahr im Vergleich zur Umgebung relativ hoch (PELZER 1991: 45; ŁUSZCZYŃSKI & ŁUSZCZYŃSKA 2000: 8).

Polen gehört ebenso wie Deutschland zur Zone vorherrschender Westwinddrift mit zeitweiligem südwestlichem Einschlag. Im Winter wirkt sich stärker die Nähe zu den polaren Luftmassen aus, welche von Nordosten her vordringen und mit ihren polar-kontinentalen Winden Kaltluftinbrüche auslösen (PELZER 1991: 47).

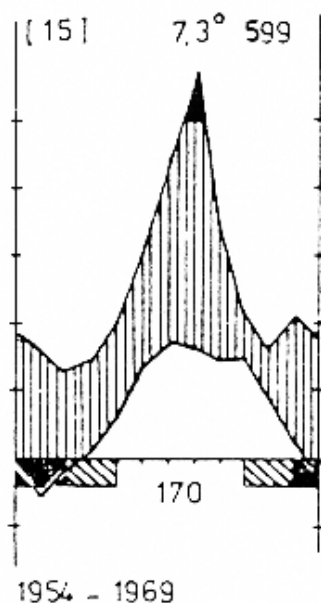


Abb.14: Klimadiagramm der Station Sielec Pińczów

Zur detaillierten Beschreibung des Klimas in der Region von Pińczów kann eine Station herangezogen werden, welche ca. 20 km vom Untersuchungsgebiet entfernt ist (Abb. 14). Leider wurde das Netz der Stationen ausgedünnt, sodaß mit den vorhandenen Daten Vorlieb genommen werden muß. Eine Meßreihe über die Jahre 1954 bis 1969 existiert von der Station Sielec Pińczowski (202 m). Der Beobachtungszeitraum umfaßt somit lediglich 15 Jahre (Zahl oben links im Diagramm). Das Klimadiagramm der Station kann aufgrund der geringen Entfernung zum Untersuchungsgebiet als charakteristisch angesehen werden. Vervollständigt werden die Daten durch Messungen einzelner Parameter, welche an verschiedenen Stellen in der Nähe des Untersuchungsgebietes von PASZYŃSKI & KLUGE (1986: 219ff.) zusammengetragen wurden.

Die Jahresdurchschnittstemperatur ist mit 7,3°C angegeben. Damit ist die Region deutlich kontinentaler geprägt als beispielsweise das mitteleuropäische Deckgebirge (OSTASZEWSKA 1999: 98). Auch im Vergleich zu Deutschland (Leipziger Raum) ist das Mittel der Jahrestemperatur um 1 bis 2°C kühler.

Der gemittelte jährliche Niederschlag der Region liegt bei knapp 600 mm (siehe Abb. 14). Im Ort Kopernia, welcher direkt dem südwest-exponierten Hang der Pińczówer Erhebung vorgelagert ist, beträgt der durchschnittliche Jahresniederschlag 570 mm (PASZYŃSKI & KLUGE 1986: 224).

Die potentielle Evaporation ist mit einem Wert von über 700 mm während der Vegetationsperiode (April bis Oktober) relativ hoch. Die aktuelle Evaporation dagegen ist geringer (ca. 500 mm) (PASZYŃSKI & KLUGE 1986: 219). Für den Ort Busko-Zdrój, welcher sich etwa 20 km südöstlich des Bearbeitungsgebietes befindet, beträgt die relative Luftfeuchtigkeit im Jahresdurchschnitt 79% (PASZYŃSKI & KLUGE 1986: 223). Dabei liegen die Werte im Herbst und Winter etwas höher als in den beiden übrigen Jahreszeiten.

Die Anzahl frostfreier Tage werden mit 170 d/a angegeben. Die Spätfrostgefahr ist vergleichsweise hoch (27. April). Doch das Gedeihen von Obstbäumen an den Unterhängen der Pińczówer Erhebung zeigt, daß diese Fröste keine schädigende Wirkung haben (PASZYŃSKI & KLUGE 1986: 221). Der Beginn der Apfelblüte als phänologisches Kriterium für den Frühlingsbeginn ist für die Region nördlich von Krakau mit dem 10. Mai angegeben (WESTERMANN SCHULBUCHVERLAG 1996: 117).

Lokalklimatisch existieren große Unterschiede an der Erhebung von Pińczów. Der südwest-exponierte Hangbereich ist aufgrund der starken Neigung (25-35°) und der Exposition sehr warm und trocken. Der Temperaturunterschied zwischen den Humushorizonten auf dem sonnenabgewandten Steilhang und dem sonnenzugewandten Steilhang beträgt nach Messungen von OSTASZEWSKA (1999: 102) bis zu 10°C. So gedeiht auf dem südwest-exponierten, Hang eine sehr wärmeliebende Pflanzengesellschaft (*Inuletum ensifoliae*), während auf dem nordost-exponierten Hang ein frischer Standort vorhanden ist, welcher mit einem Winterlinden-Eichen-Hainbuchenwald (*Tilio-Carpinetum*) bestanden ist.

Einen Gunstfaktor nicht nur für den Ackerbau, sondern auch für den Anbau von Sonderkulturen stellt der ungehinderte Abfluß von kalten Luftmassen in der Nacht dar. Begünstigt wird dieser Prozeß durch die fehlende geschlossene Bewaldung auf dem sonnenexponierten Hang. Nur in den offengelassenen Kalksteinbrüchen auf der Hochfläche der Erhebung können sich lokale Kaltluftseen bilden.

Obwohl der Jahresniederschlag relativ hoch ist (ca. 600 mm), kann die Grundwasserneubildung im Gebiet als sehr gering bezeichnet werden. Das führt dazu, daß auch der Grundwasserspiegel in weiten Teilen der Pińczówer Umgebung sehr tief liegt (>10 m). Nur im Nidatal selbst kann der Grundwasserspiegel bis an die Oberfläche treten (OSTASZEWSKA 1999: 98).

3 Methoden

3.1 Feldmethodik

3.1.1 Eingrenzung des Untersuchungsgebietes

Die Auswahl des Untersuchungsgebietes erfolgte aufgrund der Kenntnisse des Standortes von vorangegangenen Forschungen. Das engere Bearbeitungsgebiet konnte unter Berücksichtigung verschiedener Parameter eingegrenzt werden. So spielt zum Beispiel die Homogenität des Pflanzenbestandes eine wesentliche Rolle bei der Auswahl. Mittels Beobachtung wurden Bereiche selektiert, an denen der Standort besonders charakteristische Züge trägt. Es wurden anschließende Einheiten wie der Dünenstandort auf der Erhebung ausgegrenzt. Durch Probebohrungen konnten gezielt typische Standorte für die Fragestellung der vorliegenden Arbeit bestimmt werden.

3.1.2 Geländeuntersuchungen

Um Aussagen zum Aufbau und den Eigenschaften des oberflächennahen Untergrundes zu erhalten, wurden zahlreiche Bohrstock-Sondierungen mit dem 1 m Pürckhauer-Bohrer durchgeführt. Anwendung fand dabei die Catena-Methode, die ein probates Mittel zur arealen und vertikalen Abgrenzung verschiedener Bodentypen darstellt (SCHLICHTING, BLUME & STAHR 1995: 81).

Der südwest-exponierte Hang wurde durch vier Transekte genauer erfaßt und um zwei weitere auf der Hochfläche der Erhebung ergänzt. Neben den Bodensequenzen, welche das Verbreitungsmuster verschiedener Bodenformen sichtbar machen, wurden auch Bodenschürfe angelegt. Die Aufschlüsse dienten einer gezielten Probennahme (gestörte Proben), welche horizontweise von unten nach oben entnommen wurden, um ein Vermischen durch herabfallendes Material zu verhindern (DIN 19681 1970).

Die Profil- und Reliefaufnahme erfolgte nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN 1994). Im Gelände wurden dabei folgende Parameter erfaßt: Horizonte und deren Mächtigkeiten, Bodenarten (mittels Fingerprobe), Bodenfarben, Skelettgehalte, Humusgehalt, Gefüge und Durchwurzelung sowie die Lagerungsdichten. In den Profilen kommen zusätzlich noch die Ausbildung der Horizontgrenzen, die Humusformen und auffällige Merkmale und Besonderheiten hinzu. Der Carbonatgehalt konnte mit Hilfe von 10%-iger Salzsäure abgeschätzt werden. Eine genaue Bestimmung des Carbonatgehaltes einiger Proben erfolgte

im Geoökologischen Labor des Instituts für Geographie der Universität Leipzig, in dem auch alle in Kapitel 3.2 beschriebenen Laboruntersuchungen stattfanden.

Die Vegetationsaufnahme erfolgte nach der Methode von BRAUN-BLANQUET (1964) getrennt nach Schichtung. Diese Methode stellt eine kombinierte Gesamtschätzung dar, bei der die Abundanz (Individuenzahl) und die Dominanz (Deckungsgrad) der Arten berücksichtigt werden. Diese Skala hat allerdings den Nachteil, daß sie nicht äquidistant ist und somit statistische Auswertungen erschwert (SCAMONI 1963: 26). Dennoch hat sich in der vegetationskundlichen Praxis diese Methode durchgesetzt.

Bei der Aufnahme des Pflanzenbestandes ist eine gewisse Größe der Aufnahmefläche von großer Bedeutung. Dieses Minimumareal sollte homogen sein; das heißt, der Pflanzenbestand und die übrigen Standortbedingungen (z.B. Neigung, Exposition) sollten keine größeren Schwankungen aufweisen. Die Probefläche muß groß genug sein, um alle Arten zu erfassen, aber nicht größer als unbedingt nötig (REISIGL 1982: 84). So wird das Minimumareal für Kalkmagerrasen mit 10 bis 50 m² angegeben (BARSCH, BILLWITZ & BORK 2000: 269). Um eine sichere Bestimmung unbekannter Pflanzenarten durchzuführen, wurden mehrere Herbarbelege gesammelt und durch Fotos dokumentiert.

Neben der Artmächtigkeit nach BRAUN-BLANQUET (1964) ist die Soziabilität (Geselligkeit) der Arten ein wesentliches Kriterium bei der Aufnahme eines Pflanzenbestandes. Hierbei werden in einer Skala verschiedene Stufen berücksichtigt, die ausdrücken, ob die Arten einzeln wachsen oder in ausgedehnten und geschlossenen Beständen gedeihen (SCAMONI 1963: 28; REISIGL 1982: 84). Da in einer Pflanzengemeinschaft oft bestimmte Arten ein optimales und üppiges Wachstum zeigen, andere aber nicht, wurde auch die Vitalität der Arten aufgenommen.

Um ein möglichst vollständiges Bild des Pflanzenbestandes zu erhalten, sollten günstige Aufnahmezeitpunkte gewählt werden. Für Trocken- und Magerrasen wird in der Literatur die Zeit zwischen April bis Juli gefordert (BARSCH, BILLWITZ & BORK 2000: 271). Neben den Vegetationskartierungen im Frühjahr (April) wurden weitere Aufnahmen im September durchgeführt, um auch den Herbstaspekt der Vegetation zu berücksichtigen.

Nach Feststellung all dieser Parameter erfolgte die Bestimmung der Pflanzengesellschaft nach RUNGE (1990) und SCHUBERT, HILBIG & KLOTZ (1995). Einzelne Pflanzenarten wurden im Gelände und bei der Auswertung mittels ROTHMALER (1996) erfaßt.

3.2 Labormethodik

3.2.1 Probenvorbereitung

Zur Überprüfung der im Gelände bereits ermittelten Parameter folgten bodenphysikalische und chemische Untersuchungen im Labor des Geographischen Instituts der Universität Leipzig. Hier wurden auch einige Analysen durchgeführt, die im Gelände nur bedingt oder nicht möglich sind. Für diese nachfolgenden Untersuchungen sind die Proben nach Lufttrocknung in Skelett- und Feinmaterial mittels Trockensiebung getrennt worden (DIN 19683 –1 1973). Alle weiteren Analysen erfolgten am Feinboden (<2 mm).

3.2.2 Korngrößenanalyse

Die als Körnung bezeichnete Korngrößenverteilung prägt die Eigenschaften des Bodens als Pflanzenstandort und Lebensraum der Bodenorganismen ebenso wie das Vermögen, Wasser zu speichern und die im Wasser gelösten Stoffe zu binden. Die Korngrößenanalyse dient zur Verifizierung der im Gelände ermittelten Bodenarten mittels Fingerprobe, aber auch um den genauen Anteil der einzelnen Fraktionen (Sand, Schluff und Ton) zu erhalten. Damit ist es möglich, Schichten und Lagen mittels Substratunterschied besser voneinander abzugrenzen.

Anwendung fand dabei die kombinierte Sieb- und Pipettmethode nach KÖHN (DIN 19683 –2 1973). In einem ersten Schritt wird der Sandanteil durch Trockensiebung in Grob-, Mittel-, Fein- und Feinstsand getrennt. Mit Hilfe der Pipettmethode werden anschließend Ton, Grob-, Mittel- und Feinschluff extrahiert (LESER 1977: 259 ff.). Dieser Untersuchung liegen nach der Sedimentationsgleichung von STOKES verschiedene Sinkgeschwindigkeiten der einzelnen Fraktionen zugrunde (HARTGE & HORN 1991: 7).

Methodische Fehlerquellen dieser Analyse liegen in der Annahme begründet, daß die Sinkgeschwindigkeiten der einzelnen Fraktionen für kugelförmige Körner gelten. Plättchen werden zum Beispiel bei der Siebanalyse in eine größere Kornfraktion gelangen als ihrem durchschnittlichen Durchmesser entspricht. Bei der Sedimentation hingegen werden sie in feineren Fraktionen erscheinen, weil sie sich breitseitig bewegen und damit die Reibung unverhältnismäßig groß ist (langsamere Sinkgeschwindigkeit) (SCHLICHTING, BLUME & STAHR 1995: 115).

Bei der Korngrößenbestimmung extrem kalkreicher, alkalischer Böden, wie sie hier bei den meisten Proben vorliegen, wird neben der Zugabe von Natriumpyrophosphat ($\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$) eine zusätzliche Behandlung der Probe mit verdünnter Salzsäure (10%-ige HCl) bzw. mit Natriumacetat (NaOAc, 1M bis pH 5 stat.) vor der Oxidierung der organischen Substanz

vorgeschlagen, um eine Verfälschung bzw. Störung der Sinkgeschwindigkeiten weiter zu verringern (BLACK 1986; SCHLICHTING, BLUME & STAHR 1995: 115, 142). Trotz hoher CaCO_3 -Gehalte der meisten untersuchten Proben wurde keine Behandlung mit HCl bzw. NaOAc vorgenommen. Verkittungen oder Aggregatbildungen, die auch nach der Behandlung mit $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ stabil bleiben, sollen eine realistischere Annäherung an das tatsächlich vorliegende Bodengefüge widerspiegeln (SCHMIDT 1996: 98). Komplikationen während der Analyse (u.a. Flockung des Substrates im Standzylinder) konnten nicht beobachtet werden. Es könnte jedoch ein Einfluß auf die Analyse in einer allgemeinen Vergrößerung des Tonspektrums um wenige Prozente (2-3%) stattgefunden haben (vgl. dazu BLACK 1986).

3.2.3 Ermittlung des pH-Wertes

Der pH-Wert beschreibt den negativen dekadischen Logarithmus der Wasserstoffionen-Konzentration. Besser spricht man von der Aktivität der H_3O^+ -Ionen, da nur ein etwas geringerer Anteil der Ionen in der Bodenlösung wirksam ist (LEWANDOWSKI 1997: 68). Der auch als Bodenacidität bezeichnete Wert ist ein Indikator für den Reaktionszustand eines Bodens und der damit verbundenen Nährstoffdynamik eines Standortes. Der pH-Wert wird elektrometrisch in der Bodensuspension bestimmt. Als Meßlösung diente einerseits destilliertes Wasser und zum Anderen 0,01 M Calciumchloridlösung (CaCl_2) (DIN 19684 –1 1973). Die in der Salzlösung gemessenen Werte fallen zwar etwas geringer aus, spiegeln aber die Verhältnisse im Boden besser wieder, da sie in ihrem Ionengehalt den Bodenlösungen ähnlicher sind. Methodische Fehlerquellen ergeben sich vor allem bei kalkhaltigen Proben, da der pH-Wert stark von der Ca^{2+} -Aktivität und dem CO_2 -Partialdruck, also von der Qualität der Laborluft abhängig ist (SCHLICHTING, BLUME & STAHR 1995: 132). Bei der Interpretation der Werte muß darauf geachtet werden, daß die pH-Wert-Skala logarithmisch aufgebaut ist und jede Änderung des Wertes um eine Stufe einer Veränderung einer Zehnerpotenz entspricht (NEUMEISTER, DÖHLER & MÜLLER 2003: 43).

3.2.4 Bestimmung des Carbonatgehaltes

Der Calciumcarbonatgehalt der meisten untersuchten Proben ist aufgrund der Nähe zum Ausgangsmaterial der Bodenbildung (Kalkstein und Mergel) sehr hoch. Der Gehalt wurde mittels SCHEIBLER-Calcimeter bestimmt (im Wesentlichen nach DIN ISO 10693 1995). Grundlage dieser Methode ist die Zerstörung der im Boden enthaltenen Carbonate mit einem Überschuß an Salzsäure ($\text{CaCO}_3 + 2\text{HCl} \rightarrow \text{CaCl}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$). Das entweichende Kohlendioxid wird in der SCHEIBLER-Apparatur aufgefangen und gasvolumetrisch bestimmt. Anhand des gemessenen Volumens wird dann der Carbonatgehalt der Probe errechnet (BARSCH, BILLWITZ & BORK 2000: 328). Diese Methode erlaubt allerdings keine Differenzierung hinsichtlich der Art des Carbonates, sondern liefert nur eine Aussage über den Gesamtcarbonatgehalt einer Probe. Verschiedene Carbonate, die nicht näher spezifiziert werden können, sind neben dem im Boden am häufigsten vorkommenden Calciumcarbonat (CaCO_3) zum Beispiel Dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) und das eisenhaltige Carbonat Siderit (FeCO_3). Die beiden Letztgenannten sind etwas säurebeständiger als Calciumcarbonat. Um eine hinreichend genaue Analyse vornehmen zu können, wurde eine Doppelbestimmung durchgeführt.

3.2.5 Ermittlung der Gehalte ausgewählter Kationen (Ca, Mg, K, Na) mittels Atomabsorptionsspektroskopie (AAS)

Calcium gehört nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1998) wie auch Magnesium, Kalium und Natrium zu den Hauptnährelementen der Pflanzen (Alkali- und Erdalkalimetalle). Um die Standorte hinsichtlich dieser ökologisch relevanten Parameter etwas genauer zu fassen, wurden Gehalte an pflanzenverfügbaren Nährelementen mit Hilfe der Atomabsorptionsspektroskopie (AAS) ermittelt. Die Gehalte an der mobilen Elementfraktion können durch Extraktion mit Ammoniumnitratlösung (1 M NH_4NO_3) erfaßt werden (DIN 19730 1997). Dieser Aufschluß enthält alle Elementverbindungen eines Bodens, die unter den jeweiligen Standortbedingungen zur Konzentration gelöster Elemente beitragen können (wasserlösliche und austauschbare Ionen, leicht lösliche Metallkomplexe). Der ammoniumnitratlösliche Gehalt darf nicht als unmittelbare Wirkgröße verstanden werden, sondern beschreibt die mobilen Gehalte der Elemente in der Bodenlösung (BARSCH, BILLWITZ & BORK 2000: 337).

3.2.6 Ermittlung des Gehaltes an pflanzenverfügbarem Phosphor

Oft stellt Phosphor als essentielles Makronährelement der Pflanzen einen limitierenden Faktor bei der Wuchseistung dar (schwaches Wachstum, geringe Wurzelentwicklung, verzögerte Blüte und Reife). In alkalischen Böden wird das Phosphation aus der Verwitterung schnell als Calciumphosphat ausgefällt, so daß nur ein geringer Phosphatanteil direkt für die Pflanzen verfügbar ist (BLIEFERT 1997: 355). Um die Versorgung der Pflanzen mit diesem Nährstoff zu zeigen, wurden einige Proben auf den Gehalt an pflanzenverfügbarem Phosphor (P_2O_5) hin untersucht. Anwendung fand dabei die Calcium-Acetat-Lactat-Methode (CAL-Methode) nach SCHÜLLER (1969: 51). Bei dieser Methode wird versucht, die Extraktionsleistung der Pflanzenwurzeln nachzuahmen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 304). Als Extraktionsmittel dient ein Gemisch aus Calciumacetat und Essigsäure (SCHÜLLER 1969: 59, 61) (VDLUFA 1991, A.6.2.1.1). Die Bestimmung des Phosphatgehaltes erfolgt als Molybdat-Phosphat-Komplex und wird kolorimetrisch erfaßt (SCHALLER 1993: 267; BARSCH, BILLWITZ & BORK 2000: 338).

3.2.7 Analyse der TOC-, TIC-, TC- und TN-Gehalte

Die organische Bodensubstanz hat einen entscheidenden Einfluß auf alle Bodenfunktionen und spielt eine zentrale Rolle im globalen Kohlenstoffkreislauf. So sind ca. 80% der terrestrischen organischen Kohlenstoffvorräte in den Böden gebunden und nur etwa 20% in der Vegetation (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 62).

Da die Bestimmung des Humusgehaltes (organische Substanz) kalkhaltiger Proben mit Hilfe des Glühverlustes zu Fehlern führt, wurde eine andere Methode angewendet. Bei der Methode des Glühverlustes wird unterstellt, daß beim Verglühen nur Humusabbauprodukte gasförmig entweichen. Durch freiwerdende Kohlensäure und freigesetztes Kristallwasser beim Glühen kalkhaltiger Proben werden die wahren Gewichtsanteile der organischen Substanz verfälscht (LESER 1977: 276; SCHLICHTING, BLUME & STAHR 1995; 159).

Um die Gehalte an organischer Substanz dennoch zu ermitteln, wurden die Proben auf ihren Kohlenstoffgehalt hin analysiert. Der Gesamtkohlenstoffgehalt kann weiter unterteilt werden. Eine Übersicht hierzu gibt Tabelle 1. Aufgrund der Definitionen in der Tabelle werden folgende Zusammenhänge deutlich:

- Summe aus DOC und POC ergibt den TOC und
- Summe aus TOC und TIC ergibt den TC.

Tab.1: Kürzel und Definitionen verschiedener Fraktionen des Kohlenstoffs

Kürzel	Englische Definition	Deutsche Definition
TC	Total Carbon	Gesamtkohlenstoff
TOC	Total Organic Carbon	Gesamter organisch gebundener Kohlenstoff
TIC	Total Inorganic Carbon	Gesamter anorganischer Kohlenstoff
DOC	Dissolved Organic Carbon	Gelöster organisch gebundener Kohlenstoff, beinhaltet Partikel <0,45µm
DIC	Dissolved Inorganic Carbon	Gelöster anorganischer Kohlenstoff
POC	Particulate Organic Carbon	Organisch gebundener Kohlenstoff der in der Probe enthaltenen Feststoffteilchen

Ermittelt wurden die gelösten Gehalte an TC, TOC und TIC. Die Bestimmung des gesamten organisch gebundenen Kohlenstoffes (TOC) erfolgte nach DIN 38409 –3 (1983), welche hauptsächlich für Wasserproben Anwendung findet. In der Bodenkunde werden auch die wasserlöslichen Eluate von Bodenproben mit dieser Methode erfaßt. Grundlage des Verfahrens ist die naßchemische oder thermische Umsetzung der organischen Wasserinhaltsstoffe zu Kohlendioxid, welches anschließend mit Detektoren gemessen wird. Mit dem Analysengerät des Instituts für Geographie (Multi N/C) erfolgte eine Oxidation thermisch nach Eindampfung in Katalysatorbetten. Das bei der Reaktion entstandene Kohlendioxid wird mittels nicht-dispersiver Infrarotmessung (NDIR) nachgewiesen (BARSCH, BILLWITZ & BORK 2000: 348). Für die Analyse des Gesamtkohlenstoffes (TC) und des gesamten anorganischen Kohlenstoffes (TIC) sei auf BARSCH, BILLWITZ & BORK (2000: 348, 349) verwiesen.

Stickstoff gehört zu den Hauptnährelementen der Pflanzen und bestimmt maßgeblich ihr Wachstum. Das Element kommt nur zu einem sehr geringen Teil in den Ausgangsgesteinen der Bodenbildung vor. Seine Nachlieferung erfolgt auf natürlichem Weg vor allem über die Umsetzung der organischen Substanz und über die Atmosphäre. In der Landwirtschaft findet bis heute eine künstliche Zufuhr mineralischen Stickstoffs in Form leicht löslicher Salze statt. Probleme entstehen durch die qualitative Beeinträchtigung der Oberflächen- und Grundwässer, da der Boden kaum in der Lage ist, die leicht löslichen Salze kurzfristig zu binden (SCHEFFER & KUNTZE 1991: 158; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 305).

In den Oberböden kommt Stickstoff zu meist mehr als 90% in organischer Form vor. Der Gesamtstickstoffgehalt (N_T) steht in enger Beziehung zum organischen Kohlenstoffgehalt (C_{org} -Gehalt). Das C_{org}/N_T -Verhältnis (kurz C/N-Verhältnis) ist ein wichtiger geoökologischer Standortindikator. Anorganisch und pflanzenverfügbar ist Stickstoff in gut belüfteten Böden der Mittleren Breiten weitgehend in Form des leicht löslichen – und damit auch auswaschbaren – Nitrats (NO_3^-) vorhanden. Nur in geringen Mengen tritt Stickstoff als austauschbares und

gelöstes Ammonium (NH_4^+) auf. Dies macht in den meisten Fällen weniger als 1% des Gesamtstickstoffs aus (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 306).

Für die Analyse des gesamten gelösten Stickstoffs (TN) eignet sich eine simultane Bestimmung während der Messung des Gesamtkohlenstoffgehaltes (TC) mit dem Multi N/C-Gerät (DÖHLER, MÜLLER & UMLAUFT 2002: 25).

4 Geländebefunde und Diskussion

4.1 Lage der Untersuchungsstandorte

Die Erhebung von Pińczów kann in einen nordost- und einen südwest-exponierten Hang sowie in eine Hochfläche gegliedert werden. Für die Fragestellung der vorliegenden Arbeit ist die Ausprägung und das Bodenmosaik des südwest-exponierten Hanges der Pińczówer Erhebung von entscheidender Bedeutung. Die Untersuchung des oberflächennahen Untergrundes im Arbeitsgebiet fand durch die Anlage mehrerer Catenen und Bodenschürfe statt. Abbildung 15 und 16 zeigen die Lage der Catenen und Profile im Untersuchungsgebiet. Auch auf der Hochfläche der Erhebung befinden sich Bodensequenzen, die den Bereich des Überganges von der Bedeckung mit pleistozänen Sanden bis zum Kalksteinstandort widerspiegeln. Die Sandablagerung auf der Verebnung des Hügels ist auch für die Bodengesellschaften der Hänge bedeutend, da sich der Sand u.a. in den Bodenarten bemerkbar macht.

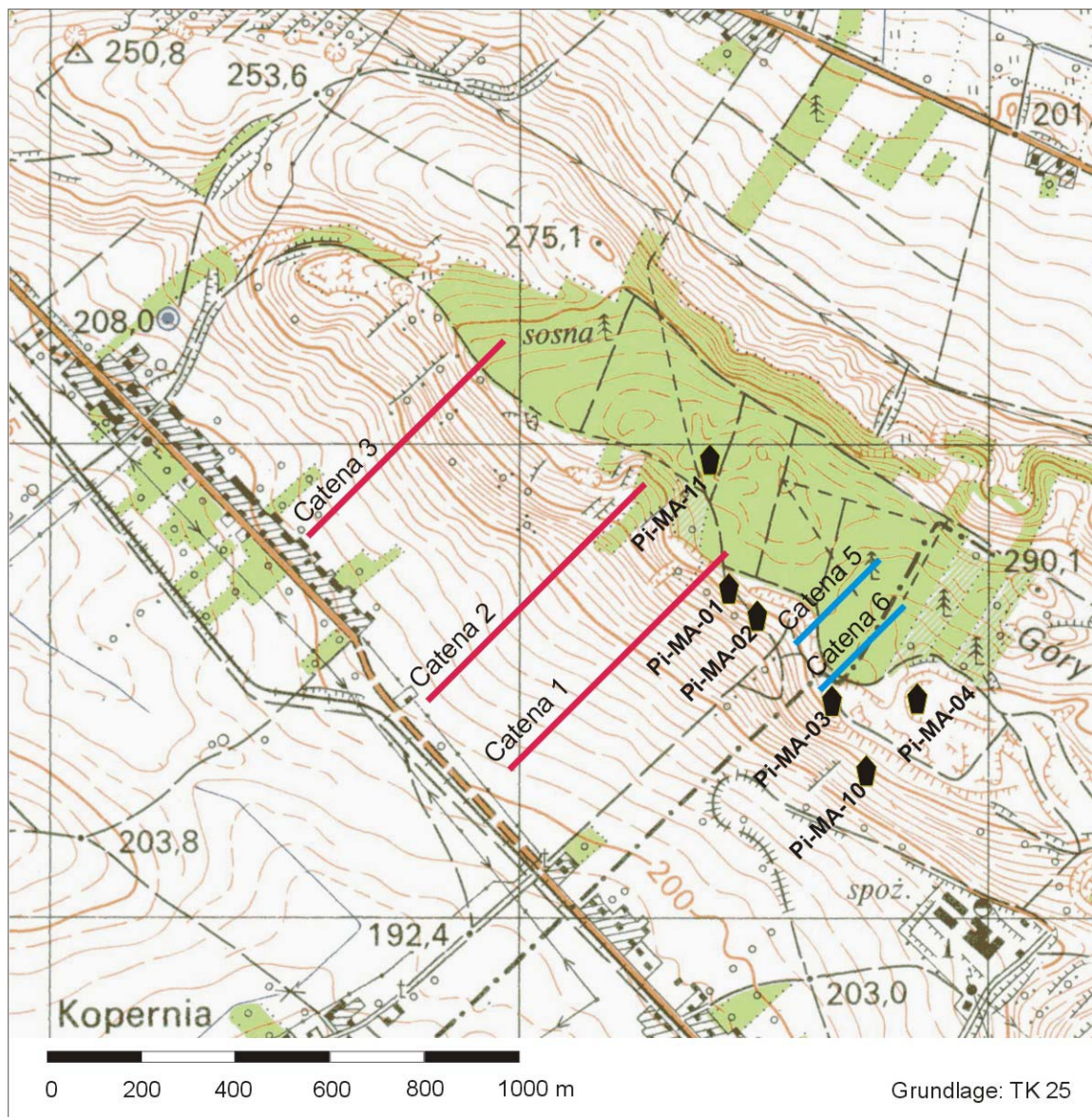


Abb.15: Lage der Aufschlüsse und Bodensequenzen westlich von Pińczów

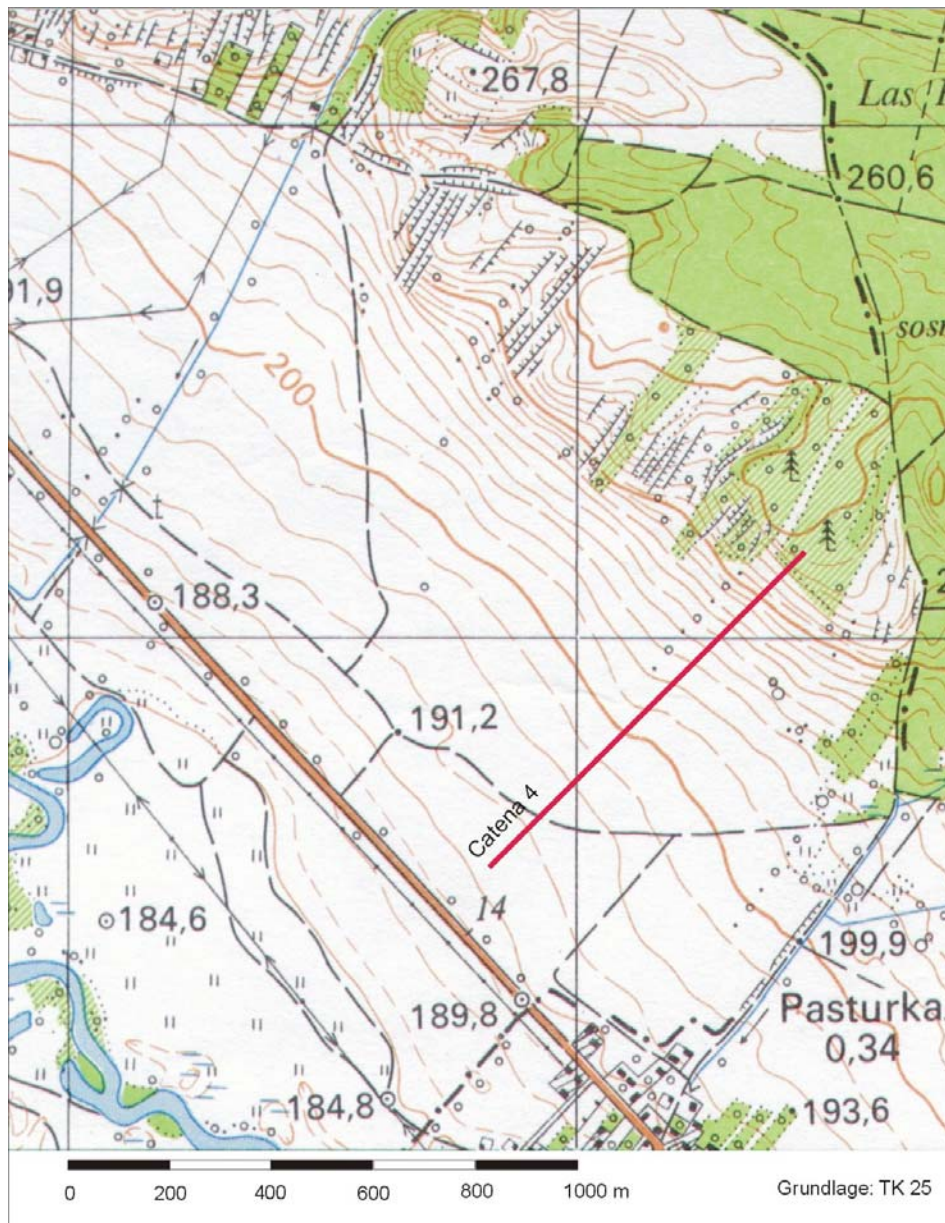


Abb.16: Lage der Bodensequenz östlich von Pińczów

4.2 Der südwest-exponierte Hang der Erhebung von Pińczów

Das präquartäre Relief der Erhebung von Pińczów übt bis heute einen entscheidenden Einfluß auf die Morphologie und die aktuelle Verbreitung der Sedimente aus. Diese polygenetische, durch Mergel und Kalkstein aufgebaute Reliefform ist im Pleistozän mit fluvialen und äolischen Sedimenten bedeckt worden (siehe Kapitel 2.3.2) (OSTASZEWSKA 1999: 99; TSERMEGAS et al. 2000: 41). Aufgrund der polygenetischen Entwicklung ist das rezente Landschaftsmosaik stark differenziert. Im Folgenden wird die Verbreitung der Sedimente im Untersuchungsgebiet kurz vorgestellt.

Im Pleistozän wurden Sande und Löss aus den kaltzeitlichen Terrassen der Nida ausgeweht und mit der Hauptwindrichtung nach Osten bzw. Nordosten verfrachtet. Die Flugsande wurden hauptsächlich auf der Verebnung des Hügels akkumuliert, während der Löß aufgrund seiner Korngröße etwas weiter transportiert werden konnte. Er ist heute in den Leelagen der Erhebung (nordost-exponierter Hang) nachweisbar (CHLEBOWSKI & LINDNER 1999: 39). Aufgrund der guten Erodierbarkeit des schluffigen Materials bildete sich auf dem nordost-exponierten Hang ein kuppiges Mesorelief mit runsenförmigen Einschnitten, Hangvorsprüngen und kleinen Fußflächen aus (HEINRICH et al. 2002: 9). Der nordost-exponierte Hang ist geomorphologisch stark gegliedert, während der südwest-exponierte Hang eher glatt ist und ein wenig an ein Pediment erinnert (OSTASZEWSKA 1999: 101).

Für den südwest-exponierten Hang hat der Löß keine Bedeutung. Hier ist vielmehr der Flugsand entscheidend. Der Sand weist Korngrößen vorwiegend im Bereich Mittelsand auf. Unter dem Mikroskop läßt sich erkennen, daß der Sand mit Sicherheit äolisch verlagert wurde. Die einzelnen Quarzkörnchen besitzen charakteristische Zurundungen sowie mattierte Oberflächen und lassen somit die Transportart rekonstruieren (Saltation). Der Flugsand wurde im jüngeren Pleistozän zu einer Dünenlandschaft überformt (siehe Kapitel 2.3.2) und ist heute durch Erosionsprozesse auch in Einschnitten der Hänge und in speziellen Reliefpositionen nachweisbar. An den Unterhängen und in der Tiefenlinie wird der kreidezeitliche Mergel partiell von fluvialen Sanden der Nida bedeckt. TSERMEGAS et al. (2000 : 41) weisen zwei pleistozäne und zwei holozäne Terrassen der Nida aus.

Charakteristisch für den südwest-exponierten Hang ist das Auftreten zum Teil mächtiger Kolluvien, die an den Unterhängen akkumuliert wurden. Seit der Mensch Ackerbau im Gebiet betreibt, können solche humosen Ablagerungen entstehen. OSTASZEWSKA (1999: 102) spricht in diesem Zusammenhang von einer (alt-)kolluvialen Überprägung der Böden im Unterhangbereich. Solumsediment ist aber nicht nur in den klassischen Positionen vorhanden, sondern auch in Bereichen, in denen kolluvial verlagertes Material nicht vermutet wird. Das hängt, wie später gezeigt wird, mit der speziellen landwirtschaftlichen Tätigkeit der Menschen im Untersuchungsgebiet zusammen.

4.2.1 Catena südwest-exponierter Hang 1



Foto10: Standort Catena südwest-exponierter Hang 1

Zur Analyse des oberflächennahen Untergrundes des südwest-exponierten Hanges wurden vier Transekte angelegt. Drei Catenen davon befinden sich zwischen dem Ort Skowronno Dolne und dem Abzweig zur kleinen Siedlung Kopernia (siehe Abb. 15). Die Catena südwest-exponierter Hang 1 ist die östlichste der drei Bodensequenzen. Um die Verhältnisse in den östlichen Ausläufern der Erhebung von Pińczów zu erfassen, wurde auch in diesem Bereich ein Transekt angelegt (Catena südwest-exponierter Hang 4; siehe Abb. 16).

Die Exposition des Hanges der Catena südwest-exponierter Hang 1 beträgt 201° SW. Die Bodensequenz ist in Abbildung 17 dargestellt. Die Legende zu den Signaturen befindet sich im Anhang der Arbeit (Abb. 43). Den Standort der Catena zeigt Foto 10. Die ersten beiden Sondierungen des Transektes liegen im Unterhangbereich (M10, M11). Es sind Kolluvisole mit unterschiedlicher Mächtigkeit des Solumsedimentes ausgeprägt. Die Bodenarten der beiden oberen Horizonte weisen hohe Sandgehalte auf (Ls4 nach AG BODEN 1994: 135). Das Solumsediment besteht aus Mergelmaterial und fluvialen Sanden der Nida, welche in diesem Bereich als Reste einer Terrasse angesehen werden. Unterhalb des Solumsedimentes wurde in den Profilen jeweils eine Solifluktionsschuttdecke aus Mergel gefunden (siehe Kapitel 6). Sie weist im Gegensatz zum Kolluvium deutliche Farbunterschiede auf (grau) und ist wesentlich toniger ausgeprägt (Tu3).

Weiter oberhalb im Mittelhangbereich folgen zwei Sondierungen mit Profilen, welche sehr geringmächtig sind (M12, M13). Es handelt sich um einen Lockersyrosem mit einem initialen A-



Foto11: vegetationsfreie Stellen im Wendebereich des Ackerschlagel (SW-Hang)

Horizont (M12) und um eine Pararendzina (M13). Durch Erosion in diesem Bereich fehlt ein ausgeprägter Ah-Horizont und es entstehen vegetationsfreie Stellen (Foto 11). Es ist davon auszugehen, daß die Solifluktionsschuttdecke, die im unteren und oberen Hangbereich nachweisbar ist, in diesem Hangbereich der Erosion zum Opfer fiel. Die Neigung in diesem Hangabschnitt ist mit 21° sehr hoch (N6.1 nach AG BODEN 1994: 58). Die Profile sind demnach im in situ

anstehenden Mergel entwickelt (Tu3-Tu4). Unterstützt wird diese Theorie dadurch, daß sich das Profil des Lockersyrosem im aktuellen Wendebereich der Bearbeitungsmaschinen der Parzelle befindet. Es kann sich kein Ah-Horizont entwickeln.

Eine andere These geht davon aus, daß sich in diesem Hangbereich Quellhorizonte befinden, die von SCHMITTHENNER (1954: 3) für Schichtstufenlandschaften beschrieben werden. Er geht davon aus, daß an der Untergrenze der wasserundurchlässigen Schicht (hier Kalkstein) abhängig vom Einfallen der Schichten häufig Quellaustritte vorhanden sind, die stets kräftige Erosionsarbeit im nach unten folgenden, wasserundurchlässigen Gestein leisten (hier der tonig ausgeprägte Mergel). Obwohl der vermutete Quellhorizont doch etwas unterhalb der Kalksteinstufe liegt, kann es sich bei der Erosion um das Zusammenwirken beider Theorien handeln. Die Quellen schütten, abhängig vom Niederschlagsregime vermutlich periodisch, da ein ständiger Wasseraustritt nicht beobachtet werden konnte (siehe Kapitel 2.3.1).

Die folgenden Bohrungen (M14, M15) wurden im Oberhangbereich angelegt, der trotz relativ starker Neigung (12°; N4) kolluvial überprägt ist. Die Profile zeigen unterschiedliche Mächtigkeiten des Solumsedimentes, können aber beide als Kolluvisole angesprochen werden. Humoses, verlagertes Material ist für relativ steile Oberhangbereiche nicht typisch. Zu erklären ist diese Abweichung von der lehrbuchmäßigen Verbreitung des Solumsedimentes nur durch die speziellen jahrhundertelangen Bewirtschaftungsmethoden des Hanges. Wahrscheinlich wurde aufgrund des phasenweise starken Bevölkerungsdruckes bis in die steilsten Bereiche des Hanges gepflügt. Erkennbar ist dies heute noch in dem Vorhandensein reliktscher Ap-Horizonte, welche sich auch in den steilen Oberhangbereichen nachweisen lassen. Vermutlich wurde durch die Bearbeitungstechnik, welche heute noch immer längs zum Hang stattfindet, humoses Material in diese Bereiche mit dem Pflug heruntergezogen. Durch die Beackerung wurde Bodenerosion begünstigt, und humoses Material in Längsrichtung zum Hang verlagert. Teilweise ist das Solumsediment über ganze Hangbereiche auch in steilen Positionen verteilt.

Der Einfluß der Sandbedeckung der Hochfläche macht sich mit zunehmender Höhe der Erhebung in den Bodenarten bemerkbar. Letztere zeigen in den oberen Horizonten der Profile M14 und M15 Su3 bzw. Slu. Erklärbar ist die Sandeinmischung in den oberen Hangbereichen durch Erosionsprozesse und der damit verbundenen Verlagerung der äolischen Sande vom Top der Erhebung. Eventuell wurde durch die oben beschriebene Bewirtschaftungsmethode die Verlagerung der Flugsande begünstigt.

Im Untergrund zeigt die Aufnahme M15 eine Solifluktionsschuttdecke, die vorwiegend aus verwittertem Kalkstein- bzw. Mergelmaterial besteht (Bodenart Lu). Es ist anzunehmen, daß es sich um eine Solifluktionsschuttdecke aus verwittertem Kalkstein handelt, welche über den tonig ausgeprägten, anstehenden Mergel hinwegzieht. SEMMEL (1991b: 11) beschreibt ähnliche Solifluktionsschuttdecken aus Kalksteinverwitterungsmaterial vor der Muschelkalkstufe, welche über das Röt (Buntsandstein) ziehen. Im Thüringer Becken sind solche Bildungen an Muschelkalkstufen gebunden, die von tonig ausgebildeten Buntsandsteinschichten (Röt-Ton) unterlagert werden. Besonders weit reichen diese Schuttdecken SEMMELS (1991b: 11) Ansicht nach in Dellen und Tälchen über das oft tonig ausgeprägte, wasserundurchlässige Gestein herab. SEMMEL (1968: 72) belegt einen relativ weiten Solifluktionstransport des Muschelkalkschuttes, der aber die Vorfluter meist nicht erreicht, wenn längere Rötpartien zu überwandern waren.

Ähnlich kann man sich die Genese auch im Untersuchungsgebiet vorstellen, wo Kalksteinschutt über den kreidezeitlichen Mergel gewandert sein könnte. SEMMEL (1985: 68) widerspricht ROHDENBURG & MEYER (1963: 139), die in der Begrenzung des Solifluktionstransportes eine Bodenerosion auf den in der Regel intensiv ackerbaulich genutzten Röthängen oder eine holozäne Kalklösung vermuten. Wahrscheinlicher ist, daß die Schuttdecken in Kalksteingebieten aufgrund der besonderen Eigenschaften des Kalksteins generell eher geringmächtig ausgeprägt sind. Anhaltspunkt dafür ist u.a. die Wasserarmut im klüftigen Kalkstein, wodurch die Intensität periglazialer Prozesse (vor allem Solifluktion) eventuell nur eingeschränkt wirksam ist (SEMMEL 1991b: 11, 12). KLEBER (1991: 809) erkennt, daß zum Beispiel die Hauptlage in Böden auf Karbonatgestein nicht sehr mächtig ist (<50 cm). ARTMANN & VÖLKELE (1999: 467) sprechen von einer geringeren morphologischen Wirksamkeit der Schuttdeckenbildung aus karbonatreichen Gesteinen gegenüber den kristallinen oder kieselig-mergeligen Gesteinen. Begründet wird die Annahme mit edaphischer Trockenheit infolge von Feinmaterialarmut und hoher Durchlässigkeit des Untergrundes. Dadurch besitzen solifluidale Prozesse eine geringere Ausprägung. Relativiert wird diese Vermutung dadurch, daß der tonig ausgeprägte Mergel als wasserstauende Schicht fungiert und so periglaziale Prozesse grundsätzlich möglich sein sollten. Mit hoher Wahrscheinlichkeit steuert u.a. das Wasserdargebot die Mächtigkeit des active layer und damit der solifluidal verlagerbaren Schicht.

Das nach oben folgende Profil der Sondierung M16 liegt im hängigen Kulminationsbereich der Erhebung und zeigt eine geringmächtige Rendzina, welche sich im Solifluktionsschutt aus Kalkstein entwickelt hat. Die Kalksteinstufe ist bereits erreicht und es ist somit davon auszugehen, daß es sich um eine Solifluktionsschuttdecke aus verwittertem Kalkstein über anstehendem Kalkstein handelt.

Im Gebiet der Hainleite überlagert nach Erkenntnissen von APEL & FIEDLER (1996: 168) Frostwanderschutt des Oberen Muschelkalks die Schichten des Mittleren Muschelkalks. Der Mittlere Muschelkalk ist mergelig ausgeprägt, ähnlich dem kreidezeitlichen Mergel im Untersuchungsgebiet.

Es wird davon ausgegangen, daß der pliozäne Kalksteinersatz im Pleistozän einer mehrphasigen Umlagerung bzw. erneuten Genese unterlag. Der Kalksteinersatz ist sehr schluffhaltig und besitzt einen hohen Skelettanteil. Die Kalksteine sind in Verwitterung begriffen und zeigen sich ockerfarben bis ockergelb.

FIEDLER & HOFMANN (1991: 52) beschreiben für den anstehenden Muschelkalk im Thüringer Becken eine Auflockerungs- bzw. Blockablösungszone des Zersatzes. Dieser aufgelockerte, oberste Teil des Festgesteins ist nach BETZER (1993: 835) nicht zu den periglazialen Lagen im engeren Sinne zugehörig. Diese Zone ist seiner Ansicht nach mit Ausnahme steiler Hänge weit verbreitet. Darüber folgt meist eine pleistozäne Schichtenabfolge, die einer solifluidalen Umlagerung unterlag (FIEDLER & HOFMANN 1991: 52; APEL & FIEDLER 1996: 161).

BLUM (1968: 143) beschreibt für Böden aus Karbonatgesteinen des südlichen Oberrheingrabens mächtige Frostschuttdeckenbildungen aus stark verwittertem Kalksteinmaterial. APEL & FIEDLER (1996: 167) gehen davon aus, daß der oberflächennahe Kalkstein im periglazialen Gebiet während der letzten Eiszeit in scharfkantigen Schutt verwandelt wurde. Daneben existiert im gleichen Substrat aber auch Gesteins-, Zersatz- und feinkörniges Material, welches Merkmale einer älteren tertiären Verwitterung bzw. einer Verwitterung in den pleistozänen Warmzeiten erkennen läßt. Diese Verwitterungsprodukte liegen heute vorwiegend als Bestandteil periglazialer Deckschichten vor. Dadurch wird eine Aussage zum Anteil der rezenten Bodenbildung oft schwer möglich (APEL & FIEDLER 1996: 168). Diese Befunde, die aus dem Muschelkalkgebiet des nördlichen Thüringer Beckens vorliegen, decken sich mit den Beobachtungen und Untersuchungen, die an dem südwest-exponierten Hang der Pińczówer Erhebung durchgeführt wurden.

Trotz teilweise großer Neigung der Hänge tritt ein Solifluktionsschutt auf, welcher scharfkantige Kalksteinbrocken enthält. Diese Kalksteinbruchstücke weisen mit ihrer Längsachse oft Einregelungen in Hangrichtung auf, wie sie aus den Basislagen der deutschen Mittelgebirgen bekannt sind (z.B. ALTERMANN 1993: 828; AG BODEN 1994: 364; FRÜHAUF 1996: 137). Sogar bei Hängen, welche eine Neigung von über 20° aufweisen, konnten für den Raum Elbingerode (Harz) Solifluktionsschutte nachgewiesen werden. Es handelt sich hier um sogenannte

Mittelschutte (ALTERMANN & RABITZSCH 1976: 303). Der Mittelschutt unterscheidet sich vom sogenannten Kalksteinbasisschutt in diesem Gebiet durch geringere Skelettgehalte und oft höhere Grobschluffanteile. Der Kalksteinbasisschutt besitzt im Vergleich zu den unter tropischen Bedingungen verwitterten Kalkstein kaum Kantenzurundung (ALTERMANN & RABITZSCH 1976: 303, 305).

HÄUSLER & NIEDERBUDDE (1992: 394) belegen für Böden der südlichen Frankenalb einen Solifluktionsschutt aus Kalksteinverwitterungsmaterial im Unterboden, der sich von einem schluffigerem Material im Hangenden dieser Schicht abgrenzt. In den Oberhangbereichen des südwest-exponierten Hanges der Erhebung von Pińczów treten vorwiegend Rendzinen auf, die oft nur flachgründig ausgeprägt sind. Auch APEL & FIEDLER (1996: 169) finden in den Steilhanglagen der Böden auf Muschelkalk im Thüringer Becken Rendzinen, welche meist an Basisschutte gebunden sind.

Die Problematik der Erosion im Untersuchungsgebiet wird durch das Auftreten mächtiger Kolluvien im Unterhangbereich deutlich. FRÜHAUF (1996: 143) sieht in den ackerbaulich genutzten Standorten der Mittelgebirge die größten holozänen Überformungen des Boden-Substrat-Komplexes. Besonders durch die mittelalterliche Rodungsaktivität ist die Intensität und die räumliche Verbreitung dieser Abtragungsprozesse heute noch zu erkennen. FRÜHAUF bezweifelt allerdings, daß die rodungsbedingten Denudations- und Akkumulationsprozesse ähnliche Größenordnungen erreichten wie die periglazialmorphologischen Prozesse der Jüngeren Dryas und widerspricht somit der Auffassung STEINMÜLLERS (1961: 201).

Ergebnisse aus dem Harz belegen, daß die jahrhundertelange agrarische Nutzung zu einer Erosion der Hauptlage führte und sie kaum noch in ihrer ursprünglichen (flächendeckenden) Mächtigkeit vorhanden ist (FRÜHAUF 1996: 143). Damit bildet die Hauptlage auf den erodierten Standorten auch nicht mehr überall das Ausgangssubstrat des Oberbodens.

Besonders rasch laufen Erosionsprozesse in einem schluffigen Substrat ab. Da der Kalkstein im Untersuchungsgebiet stark schluffig bis feinsandig verwittert, ist von einer erhöhten Gefährdung bezüglich Bodenerosion auszugehen. Die vom Menschen initiierten Prozesse führten somit zu beträchtlichen Änderungen des Schichtenaufbaus. Der Ap-Horizont befindet sich in Gebieten starker holozäner Erosion heute teilweise schon in der Mittel- (wenn vorhanden) oder sogar in der Basislage (FRÜHAUF 1996: 143). Ähnliche Bedingungen und Auswirkungen müssen wohl auch für den südwest-exponierten Hang der Erhebung von Pińczów angenommen werden. Fraglich ist, ob bei der Ermittlung der holozänen Überformungskomponente der Lockergesteinsdecken eine (weitere) Untergliederung in (quasi-) natürliche und (stärker) anthropogen verursachte Erscheinungen möglich oder sinnvoll ist. Wichtig zu erwähnen ist aber, daß mit dem Beginn des Präboreals auch außerhalb der Talauen in den Mittelgebirgen kein Stillstand der morphologischen Entwicklung im Boden-Substrat-

Komplex stattfand (FRÜHAUF 1996: 144). So sind vermutlich auch die häufig auftretenden flachgründigen Rendzinen in den Oberhangbereichen auf beackerten Standorten der Pińczówer Erhebung stark durch Erosion beeinflusst worden. SEMMEL (1991b: 11) geht demgegenüber davon aus, daß aufgrund der riesigen Verbreitung dieser Ah-C-Böden auch auf nachweislich nie beackerten Standorten es sich verbietet, die Profile als Produkte anthropogener Bodenerosion zu deuten. Vielmehr stellen die Rendzinen zum Beispiel im Muschelkalkgebiet einen Klimaxboden dar, der in dem Sinne anzusehen ist, daß der hohe Basengehalt des Gesteins eine tiefere Entkalkung während holozäner Klimabedingungen verhindert hat. Auch nach Aussagen von KLEBER (1991: 809) verhindert der hohe Karbonatgehalt eine weitere Entwicklung – beispielsweise durch Verbraunung – zu einer Braunerde.

Auf der Verebnung des Hügels wurden drei Bohrungen angelegt, welche Bodenbildungen beschreiben, die aus äolisch verlagerten Sanden hervorgegangen sind (M17-M19). Das Profil der Sondierung M17 zeigt eine kolluvial überdeckte Braunerde aus Flugsand. In diesem Bereich sind Kiefernanzpflanzungen vorgenommen worden. Das Mikrorelief ist wellig. Dabei ist mit hoher Wahrscheinlichkeit eine Störung des Standortes einhergegangen. Die Bodenarten zeigen für alle Horizonte reinen Sand und – im Gegensatz zu den Carbonatgehalten der bisherigen Profile (c4-c5 nach AG BODEN 1994: 110) – gar keine Reaktion mit der 10%-igen Salzsäure.

Auch in dem Profil der Bohrung M18 ist eine Braunerde aus Flugsand entwickelt, die aber bereits geringfügig in Podsolierung begriffen ist. Die Kiefern auf diesem Standort sind älter und der Standort läßt keine Störung erkennen. Nach Aussagen eines polnischen Bauern, der unterhalb dieses Gebietes wirtschaftet (Obstplantage), wurden die Kiefern im Jahr 1948 angepflanzt. Damit ist offensichtlich die Podsolierung in den quarzreichen, sauren und nährstoffarmen Sanden schon weiter vorangeschritten. Die Durchlässigkeit der Sande für Wasser bedingt eine schnelle Infiltration und Perkolations durch das Substrat und führt zu Auswaschungsprozessen und Bildung eluvialer Horizonte (Ahe-Horizont), welche im Profil der Bohrung M19 beispielhaft werden. Es handelt sich bei M19 um einen Podsol aus Flugsand. Das Mikrorelief ist durch Dünen unterschiedlicher Größe geprägt (siehe Foto 5). Zur Genese dieser Sandakkumulation sei auf Kapitel 2.3.2 verwiesen. Die Horizonte weisen durchgängig reinen Sand als Bodenarten auf. Nur der Bs-Horizont ist mit der Bodenart St2 etwas toniger. Ein wesentlicher Faktor für die Ausfällung in diesem Illuvialhorizont scheint meist ein höherer pH-Wert im Unterboden zu sein (SEMMEL 1993: 25; SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 457). Begünstigend für den Prozeß der Podsolierung wirkt sich die saure Reaktion der Nadelstreu aus. Bei den beiden letzten Profilen wird die Humusaufgabe durch mullartigen Moder bzw. durch Rohhumus gebildet. Die Sandbedeckung nimmt mit der Entfernung von der Hangkante der Erhebung kontinuierlich zu.

Catena südwest-exponierter Hang 1

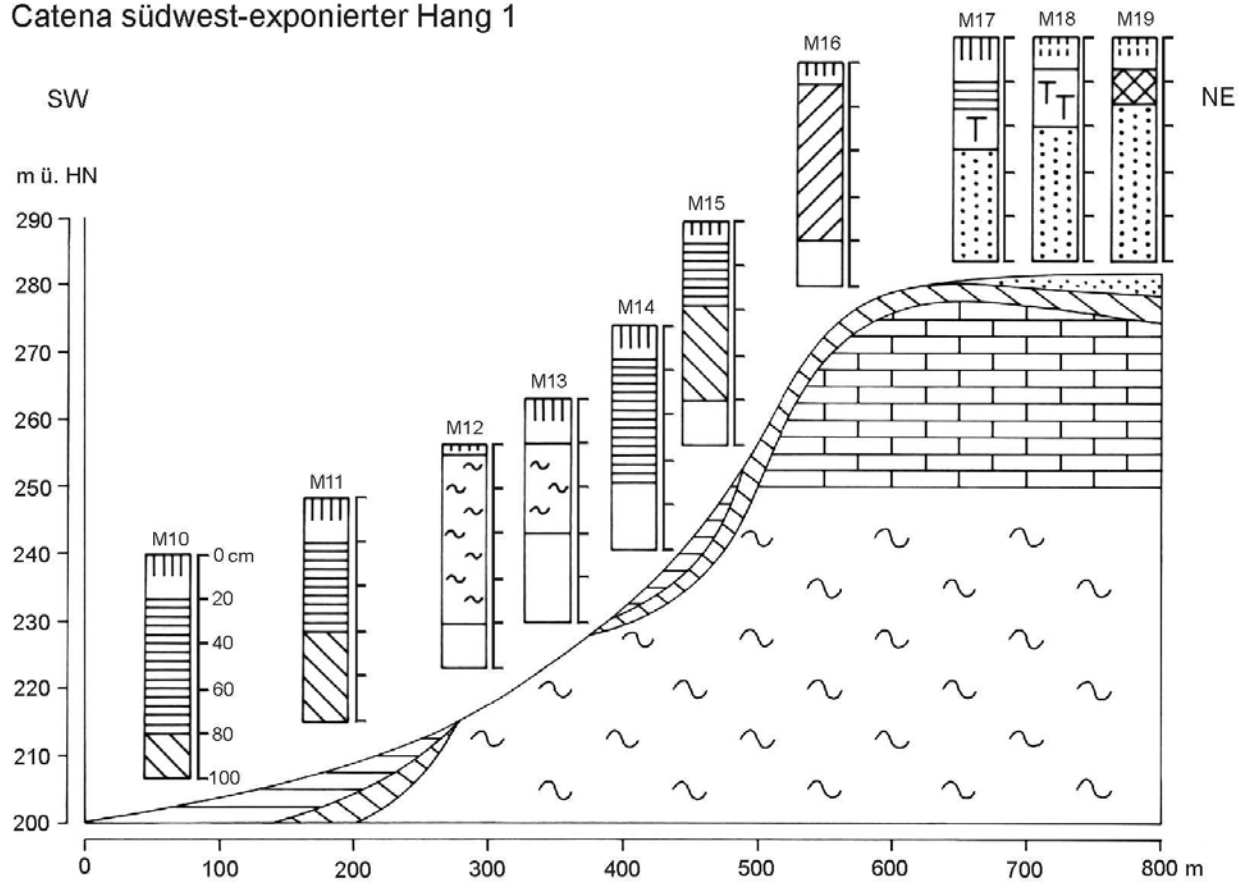


Abb.17: Catena südwest-exponierter Hang 1

4.2.2 Catena südwest-exponierter Hang 2



Foto12: Standort Catena südwest-exponierter Hang 2

Die Catena südwest-exponierter Hang 2 liegt etwas weiter westlich als die Catena südwest-exponierter Hang 1 (siehe Abb. 15). Die Exposition des Hanges, an der das Transekt angelegt wurde, beträgt 210° SW. Die Abfolge der Bodensequenz ist in Abbildung 18 schematisch dargestellt. Aus dem Foto 12 wird ersichtlich, daß der links im Bild liegende Bereich gegenüber dem auf der rechten Bildseite liegenden stark erniedrigt ist. Der Versatzbetrag ist im oberen Abschnitt deutlich größer, was vermutlich mit einer stärkeren Hangneigung in diesem Bereich korrespondiert (Foto 13). Hangabwärts nimmt die Mächtigkeit des Versatzes von einem Wert mit 1,5 m im obersten Bereich zu einem Wert von 20 cm im unteren Hangbereich ab. Schließlich läuft der Höhenunterschied der beiden angrenzenden Parzellen am Unterhang mit einer Neigung gegen Null aus. Dieses Phänomen ist wohl auf eine selektive Erosion zurückzuführen, welche in der Annahme begründet liegt, daß die linke Parzelle einer längeren



Foto13: Versatz zwischen zwei Ackerschlägen (SW-Hang)

Nutzung als Acker unterlag. Auch heute ist der mäßig steile Hangbereich der linken Parzelle, wie auf dem Foto ersichtlich, noch unter ackerbaulicher Nutzung. Der rechte schmale Schlag dagegen ist unter Grünlandnutzung. Betrachtet man diese Gegebenheiten, könnte wohl auch zukünftig eine Tieferlegung der linken Parzelle durch Erosion stattfinden und sich eine damit einhergehende Verschlechterung des Standortes durch eine Abtragung des Lockermaterials ergeben.

Im Unterhangbereich befinden sich zwei Sondierungen (M20, M21). Beide Profile zeigen unterschiedlich mächtige Kolluvisole aus Solumsediment. Bei dem Profil der ersten Sondierung des Transektes besteht das Solumsediment aus erodiertem Solifluktionsschutt (Mergel) von oberen Hangbereichen und aus fluvialen Sanden der Nida, welche in das Substrat eingemischt wurden (Bodenart Ls4 in den beiden oberen Horizonten). Die sandigen Terrassenreste der Nida sind nach Erkenntnissen des Autors nur noch in solifluidal und besonders in kolluvial überprägter Form überliefert. In dem Profil der folgenden Bohrung (M21) geht der Sandanteil im Solumsediment schon stark zurück. Es liegen Bodenarten von Lt2 vor. Hier macht sich zunehmend der Einfluß der unterlagernden und hangaufwärts folgenden Solifluktionsschuttdecke aus Mergelmaterial bemerkbar. Bei beiden Sondierungen wurde unter dem Kolluvium die Schuttdecke erbohrt. Sie weist Bodenarten von Sl2 (M20) bzw. Tu3 (M20) und in den oberen Hangbereichen von Tu4 auf.

Die Profile der Bohrungen M22 und M23 liegen im Mittelhangbereich, welcher nach oben zunehmend steiler wird (10°-19°; N3.2 – N5). Beide Profile stellen Pararendzinen dar, welche

im Solifluktionsschutt aus Mergel über anstehenden Mergel entwickelt sind, der allerdings nicht erbohrt wurde. Die hier vermutlich ähnlich einer Basislage entstandene Bildung unterscheidet sich deutlich bodenartlich und farblich vom Substrat der hangenden Schicht. Die liegende Schicht (vermutlich Basislage) zeigt Bodenarten von Tu4 und eine gelblichgraue Färbung, wie sie für das Mergelmaterial im Untersuchungsgebiet typisch ist. Das Hangende der beiden Profile weist jeweils Bodenarten von Lt2 auf. Auch der Carbonatgehalt läßt eine Differenzierung des Substrates zu. So zeigt der II elCv-Horizont eine schwächere Wirkung mit 10%-iger Salzsäure im Gelände als der durchschnittlich etwa 20 cm mächtige reliktsche Ap-Horizont. Das läßt sich wahrscheinlich durch eine höhere Lagerungsdichte des Liegenden erklären. In den Geländemerkmale periglazialer Lagen wird oft von einer Verdichtung der Basislage gegenüber anderen Schichten ausgegangen (KLEBER 1991: 808; ALTERMANN 1993: 828; AG BODEN 1994: 365). Zu vermuten ist, daß es sich bei dem Substrat des reliktschen Pflughorizontes um Reste einer hauptlagenähnlichen Bildung handelt, falls diese der Erosion nicht vollständig zum Opfer gefallen ist. Der Deckschutt, wie ihn SEMMEL (1994: 31) bezeichnet, kann des öfteren an Stellen fehlen, die einer anthropogen bedingten Bodenerosion ausgesetzt waren (SEMMEL 1985: 67). Wenn dies der Fall ist, so kommt mit einiger Wahrscheinlichkeit ein geringmächtiger holozäner Schutt in Frage, wie er von APEL & FIEDLER (1996: 169) für Böden auf Muschelkalk am Nordrand des Thüringer Beckens beschrieben wird. Hier kommt deutlich zum tragen, daß eine Unterscheidung zwischen verschiedenen pleistozänen und holozänen Substraten im Untersuchungsgebiet oft schwer möglich ist (FRÜHAUF 1996: 143). SEMMEL (1985: 66) beschreibt in diesem Zusammenhang die Schwierigkeit den Deckschutt von holozänen Sedimenten zweifelsfrei trennen zu können. Besonders gelte dies für steinarme oder sogar steinfreie Substrate („Decksediment“), welche Kolluvien der Bodenerosion oft sehr stark ähneln. Das Decksediment oder der Deckschutt ist der Hauptlage nach AG BODEN (1994: 365) gleichzusetzen (ebenso ALTERMANN 1993: 827).

Das nach oben folgende Profil der Sondierung M24 weist eine Besonderheit auf. Die Neigung in diesem Oberhangbereich ist sehr groß (22°; N6.1). Es handelt sich um einen Regosol aus verlagertem Flugsand, der mit großer Wahrscheinlichkeit von der Hochfläche der Erhebung stammt. Die vermutete periglaziale Schuttdecke unter dem verlagerten Sand wurde nicht erbohrt. Der Sand zeigt vorwiegend Korngrößen im Bereich Mittelsand und unterstützt daher die Theorie einer Verlagerung von der sandbedeckten Hochfläche. Die einzelnen Quarzkörnchen weisen mattierte Oberflächen auf und besitzen charakteristische Zurundungen (Mikroskop), wie sie für einen äolischen Transport typisch sind. Es ist hier nicht eindeutig zu klären, ob es sich um solifluidal verlagerten Flugsand handelt, oder ob die menschliche Tätigkeit Auslöser für die Verlagerung sein könnte. Die Vorstellung, daß es sich bei den Sanden um Reste einer alten Flußterrasse handelt, wird mit einiger Sicherheit abgelehnt. Das Areal der verlagerten Sande ist sehr klein.

In größerer Verbreitung treten die Flugsande vom Top der Erhebung in Dellen und Tälchen des südwest-exponierten Hanges auf. Dieser Hang ist durch mehrere größere Einschnitte gegliedert, welche vorzugsweise im Oberhangbereich dellentartig ausgebildet sind und hangabwärts den Charakter kleiner Tälchen annehmen. Die Dellen sind vermutlich während des Pleistozäns entstanden. Sie stellen nach AHNERT (2003: 288) und WEISE (1983: 118) Initialstadien einer Talbildung dar. Durch Solifluktionen- bzw. Gelsolifluktionsprozesse bilden sich Denudationsformen mit flach muldenförmigem Querschnitt (AHNERT 2003: 144). Nach SEMMELS (1985: 43) Ansicht beginnen die Hohlformen mit grabenartigem Anriß und weiten sich dann schnell zu einer Breite von drei bis vier Metern aus. Von den Rändern gelangt Schutt sowohl aktiv als auch passiv (durch Unterschneidung) in die Formen. AHNERT (2003: 144) beschreibt stellenweise eine Asymmetrie dieser Hohlformen. Die Dellen verbreitern sich allmählich in Gefällsrichtung und können sich zu Tälchen entwickeln. In den Dellen bilden sich durch Solifluktion periglaziale Lagen, welche oft in einen Deckschutt, Mittelschutt und Basisschutt untergliedert werden können (entspricht der Hauptlage, Mittellage und Basislage nach AG BODEN 1994: 365) (SEMMEL 1985: 43; SEMMEL 1990: 253).

Das durch Solifluktion bereitgestellte Schuttmaterial kann nach Untersuchungen von WEISE (1983: 112) in wärmeren Phasen auch aquatisch transportiert worden sein. Die hohe Tiefen- und Seitenerosion führt dann ähnlich wie nach der Auffassung SEMMELS (1985: 43) zu einer Talbildung. WEISE (1983: 117) geht allerdings von einer glazialen Vorbildung der Täler aus, die in der Annahme begründet liegt, daß Flüsse rezenter Periglazialgebiete nicht genügend Transportkraft besitzen, um angeliefertes Schuttmaterial wegzuführen (braided river system).

Für die Dellen- und Talbildungen am südwest-exponierten Hang der Erhebung von Pińczów ist wohl eine polygenetische Genese verantwortlich. An den Oberhängen läßt sich – wie oben beschrieben – eine dellenförmige Struktur erkennen, welche sich hangabwärts einer Talform annähert. Die Dellen gehen besonders bei durchlässigen Gesteinen häufig in Trockentäler über. Dabei zeigen die Dellen bzw. Tälchen heute kein Gerinne am südwest-exponierten Hang der Erhebung. Die Durchlässigkeit ist während der kaltzeitlichen Abschnitte durch Dauerfrostboden unterbunden gewesen, sodaß ein wesentlich stärkerer Oberflächenabfluß mit entsprechender Abtragung möglich war (vgl. dazu SEMMEL 1990: 256). Die tieferen Einschnitte werden deshalb als Resultat aquatischer Tiefenerosion gedeutet, welche wahrscheinlich in das späte Pleistozän oder das frühe Holozän eingeordnet werden können.

Auf den Solifluktionsschutt, der sich in den Dellen befindet, folgt je nach Reliefposition in unterschiedlichen Mächtigkeiten verlagertes Flugsand von der Hochfläche der Erhebung. Vermutlich wurden die Sande unter vegetationsärmeren Bedingungen aquatisch umgelagert und in den Einschnitten akkumuliert. Im Mittelhangbereich entstanden durch diese Akkumulationen schwemmfächerartige Bildungen. Die Mächtigkeit der Sande erreicht dabei

Werte bis zu mehr als zwei Metern. Auch hier handelt es sich vorwiegend um Mittelsand, der mit großer Sicherheit von der Dünenlandschaft stammt, welche sich auf der Hochfläche der Erhebung befindet. Vermutlich reichte die Transportkraft nicht aus, um einen Großteil der Flugsande in die Unterhangbereiche und in die Tiefenlinien zu verlagern. Das erodierte sandige Substrat sammelt sich sowohl von oben als auch von den Dellenflanken kommend, wie SEMMEL (1990: 255; 1991b: 9) erkennt, in den Einschnitten bevorzugt als Kolluvium an. Die Feldaufnahmen von GRÜNDLING (2004: 43) im gleichen Untersuchungsgebiet ergaben in diesen Einschnitten mehrere übereinanderliegende Schichten mit humosem Material (M-Horizont). Das Solumsediment läßt sich nach einem unterschiedlich ausgeprägtem Humusgehalt trennen, da die Bodenarten eine Differenzierung der Schichten nicht zulassen (reiner Sand). Diese verschiedenen M-Horizonte belegen eine mehrphasige Akkumulation in diesen Bereichen.

Die Profile der Bohrungen M25 und M26 zeigen trotz der großen Neigung des Hanges (25°; N6.1) Kolluvisole aus Solumsediment über Solifluktionsschutt aus Kalksteinzersatz und eingemischtem Flugsand. Das atypische Auftreten von Solumsediment in solch steilen Hangbereichen wurde bereits diskutiert. Es werden auch hier ähnliche Ursachen für eine derartige Verbreitung angenommen. Die Bodenarten der beiden oberen Horizonte sind mit Slu sehr sandig. Die Bodenart der Schuttdecke zeigt Ls3. In den Profilen der Sondierungen M27 und M28 fehlt dagegen das Solumsediment. Die Böden sind vermutlich direkt in der Schuttdecke aus Kalksteinzersatz und Flugsand entwickelt. Mit hoher Wahrscheinlichkeit sind aufgrund der Tatsache, daß die steilen Hangbereiche beackert wurden, bereits Teile der Lockergesteinsdecken erodiert.

Die folgenden beiden Bohrungen befinden sich bereits auf der Verebnung des Hügels. Die Profile stellen Bodenbildungen dar, welche direkt im Flugsand entwickelt sind. Das Profil M29 beschreibt einen initialen Eisenhumuspodsol aus mächtigem Flugsand über einem Schutt aus Kalksteinverwitterungsmaterial und solimixtiv eingearbeitetem Flugsand. Die Horizontabfolge stellt sich folgendermaßen dar: Ah(e)/Bh/Bs/ilCv/II IcCv (siehe Abb. 18). Eisenhumuspodsole mit besonders mächtigen B-Horizonten findet man nach Angaben von SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002: 501) häufig auf tiefgründigen, trockenen Sanden. Die Entwicklung bedingt hohe Sandgehalte und in der Regel auch hohe Quarzgehalte. Beide Voraussetzungen sind für die Dünenlandschaft auf der Hochfläche der Erhebung von Pińczów erfüllt.

Die Bodenarten zeigen für die Horizonte Ah(e), Bh sowie ilCv reinen Sand. Humusaufgaben mit weitem C/N-Verhältnis und starke Versauerung sind weitere Kennzeichen dieses Bodentyps und korrespondieren mit niedrigen Nährstoffgehalten (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 501). Die Humusaufgabe an diesem Standort stellt ein rohhumusartiger Moder mit einer Mächtigkeit von ca. 6 cm dar (AG BODEN 1994: 235). Der Oh-Horizont ist dabei kleiner als 3 cm. Nach AG BODEN (1994: 235) spricht man in diesem Fall von einem feinhumusarmen,

rohhumusartigen Moder. Diese schwer zersetzbare Auflage rührt von einem Kiefernforst her (Mittelwald).

Die Bodenart des Bs-Horizontes kann mit St2 angegeben werden. Durch die Einwaschung von Sesquioxiden ist dieser Horizont gegenüber den anderen Horizonten deutlich toniger ausgeprägt. Eine Besonderheit weist der ilCv-Horizont hinsichtlich der Differenzierung des Substrates auf. Der Horizont zeigt gut erkennbare Wechsellagerungen von verschiedener Korngröße und Farbe auf. Es handelt sich hier um einen kleinräumigen Wechsel in den Bodenarten von Ss zu St2. Die rötlichbraunen tonigen Bänderungen heben sich deutlich von den gelblichbraunen (sandfarbenen) Schichten ab. Es soll an dieser Stelle nur ganz kurz auf die Genese dieses Phänomens aufmerksam gemacht werden, da eine ausführliche Diskussion an anderer Stelle erfolgt (Kapitel 4.4.6).

AHL & MEYER (2001: 463) gehen davon aus, daß neben den Tonbänderungen, die durch Tonverlagerung von einem hangenden in einen liegenden Horizont entstehen, auch Tondisproportionierungen innerhalb eines Horizontes auftreten können, die sich in Form von Anreicherungsbändern äußern. Die Bänder sind immer geringmächtiger als die zwischen ihnen liegenden Räume. Die Ausprägung der Lamellierung wird dabei durch präpedogene Strukturierungen des Sediments bedingt. Solche strukturellen Grenzen mit eingeregeltten Sand- oder Schluffkörnern werden oft erst durch die Umverteilung des Tons sichtbar (AHL & MEYER 2001: 463).

Problematisch ist die Beschreibung der Bänderung mit einem Horizontsymbol nach AG BODEN (1994: 94ff.). Dort gibt es zwar ein Zusatzsymbol „b“ für „gebändert“, allerdings ist dieses nur mit dem Hauptsymbol „B“ kombinierbar, im vorliegenden Fall handelt es sich aber um einen ilCv-Horizont. Eine vorsichtige Interpretation hinsichtlich des Schichtenaufbaus dieses Profils wird im Folgenden gegeben. Die Dünen auf der Hochfläche der Pińczówer Erhebung stellen mächtige jungdryaszeitliche Flugsande dar (siehe Kapitel 2.3.2), welche auf die Erhebung etwa zur gleichen Zeit verweht wurden, in welcher eine Genese der Hauptlage in den deutschen Mittelgebirgen ablief (ca. 11.000 – 10.000 B.P.) (z.B. KLEBER 1991: 807; KLEBER 2004: 491 und SEMMEL 2002: 168). Belegt ist das Alter der Hauptlage durch allerödzeitliche Laacher-See-Tephra (LST), welche entweder in die Hauptlage eingearbeitet ist oder im Liegenden dieser Schicht vorkommt (ALTERMANN 1993: 826; KLEBER 2004: 491).

Bei der Laacher-See-Tephra handelt es sich um verschiedene Tuffe, die im Alleröd (ca. 11.000 B.P.) vom Laacher Vulkan gefördert und über weite Teile Mitteleuropas verbreitet wurden. Die Eruptionen erfolgten nicht zeitgleich, was sich auch in der unterschiedlichen Zusammensetzung der Tuffe widerspiegelt (FRECHEN 1953: 49; 1971: 28). Für geologische Zeiträume sind allerdings die Pausen zwischen den Eruptionen zu kurz, um sich in der Altersstellung auszuwirken (BOOGARD & SCHMINCKE 1985: 1554). Im Untersuchungsgebiet tritt aufgrund der Verbreitung der Bimsaschen keine Laacher-See-Tephra auf. Das Vorkommen dieser

allerödzeitlichen Bimsaschen gilt nach AG BODEN (1994: 163) als Beleg für die jungtundrenzeitliche Bildung bzw. Überprägung der Hauptlage. Diese zeitliche Einstufung ist allgemein anerkannt und wird immer wieder nachgewiesen (z.B. SEMMEL 2002: 180). Einige Autoren bezweifeln allerdings die postallerödzeitliche Stellung der Hauptlage (VÖLKELE & MAHR 1997: 134; VÖLKELE & LEOPOLD 2001: 290; RAAB & VÖLKELE 2002: 147ff.). Auch SABEL (1983: 308) bemerkt in diesem Zusammenhang, daß das Vorkommen von Laacher-See-Tephra in einer Schicht nicht zwingend zur Schlußfolgerung führen muß, es handele sich um eine Hauptlage. SABEL geht von der Annahme aus, daß LST-bürtige Minerale durch bioturbate Prozesse auch in tiefere bzw. andere Bodenschichten eingearbeitet werden können. Nach Meinung des Autors der vorliegenden Arbeit handelt es sich hierbei aber um zu prüfende Einzelfälle, welche eine Datierung der Hauptlage als jungtundrenzeitliche Bildung nicht generell in Frage stellt.

Die oberste, sehr mächtige Schicht der pleistozänen Flugsande kann aufgrund ihrer Altersstellung mit der Hauptlagengeneese in den zentraleuropäischen Mittelgebirgen in Verbindung gebracht werden (KLEBER 2004: 495). In dieser vermuteten, zur Zeit der Hauptlagengeneese entstandenen, Bildung ist der Eisenhumuspodsol entwickelt. Stratigraphisch folgt unter dieser Schicht ein Schutt, welcher aus dem Zersatz des Kalksteins und solimixtiv eingearbeiteten Flugsanden besteht. Nach dem Merkmalskatalog für die Gliederung periglazialer Lagen (AG BODEN 1994: 365; AK BODENSYSTEMATIK 1998: 178ff.) liegt die Schlußfolgerung nahe, es könnte sich um eine mittellagenähnliche Bildung handeln. Kritisch betrachtet stellt diese Schicht keine Mittellage im eigentlichen Sinne dar. Geht man doch von einer solchen Bezeichnung aus, so wäre eine Schicht, die einer basislagenähnlichen Bildung gleicht, in dem Profil M29, nicht erbohrt. Ungeachtet der Diskussion um die Zugehörigkeit zu bestimmten Typen der Lockergesteinsdecken (periglaziale Lagen), existiert zwischen den beschriebenen Schichten ein markanter Substratunterschied (Ss und Ls3).

Der hohe Carbonatgehalt in der unteren Schicht ist mit einem stark anhaltenden Aufschäumen mit 10%-iger Salzsäure auf das Vorhandensein von Kalksteinbruchstücken zurückzuführen (c3.4 nach AG BODEN 1994: 110). Die obere Schicht zeigt keine Reaktion mit der Salzsäure. Aufgrund der Tatsache, daß auf der Hochfläche der Erhebung keine Hangneigung auftritt und das äolische Material aus Sand besteht anstatt aus schluffigem Substrat, ist eine Einordnung nach den vorhandenen Merkmalskatalogen recht schwierig zu handhaben (AG BODEN 1994: 365; AK BODENSYSTEMATIK 1998: 178ff.). Aus diesen Gründen ist auch die Diskussion um die Genese solcher Bildungen nicht einfach zu führen.

Besser erscheint dem Autor daher von Perstruktionszonen auszugehen, wie sie zum Beispiel von KOPP (1970a: 57; 1970b: 269) und KOPP & JÄGER (1972: 77) für ebene Reliefbereiche beschrieben werden. Periglaziale Perstruktionszonen sind durch periglazial-klimatisch bedingte Wirkungen des Bodenfrostes entstanden (KOPP 1970b: 274). Die Sedimente der periglazialen

Oberfläche wurden bis zu einer Tiefe von etwa 2,5 m kryogen überprägt. Von der Perstruktion wurden zum Teil auch die älteren Sedimente erfaßt (KOPP 1970b: 269). Man kann ähnlich den periglazialen Hangsedimenten, wie sie nach AG BODEN (1994: 365) und AK BODENSYSTEMATIK (1998: 178ff.) aufgeführt werden, verschiedene Perstruktionszonen unterscheiden (KOPP 1970a: 57; 1970b: 274). Den gesamten, von der kryogenen Perstruktion erfaßten Teil eines Profils bezeichnet man als periglaziale Perstruktionsserie (KOPP 1970b: 269). Die Perstruktionszonen werden bis dato nicht explizit zu den periglazialen Lagen gezählt (AG BODEN 1994: 365; AK BODENSYSTEMATIK 1998: 175). Auch die periglazialen Umlagerungszonen, wie sie von SCHWANECKE (1970: 87ff.) und RICHTER, RUSKE & SCHWANECKE (1970: 68ff.) beschrieben werden, zählen nicht zu den periglazialen Lagen im engeren Sinn.

In der Neuauflage der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN, KA5; unveröffentlicht) wird es wohl hinsichtlich der Einordnung dieser Zonen eine Änderung geben. Die Einzelglieder dieser Schichten sind durch überwiegend vertikal wirksame Vorgänge hervorgegangen und werden in der Neufassung auch als mehrgliedrige Substratfolgen aufgefaßt und damit zu den Lagen gezählt. Neu ist hier, daß rein kryoturbat veränderte und überprägte Substrate, wie sie bei den Perstruktionszonen vorliegen, ebenfalls zu den periglazialen Lagen gehören. Eine Unterscheidung erfolgt dann nur noch hinsichtlich der Substratgenese der Schichten nach solifluidaler oder solimixtiver (kryoturbater) Bildung. Eine Parallelisierung der periglazialen Lagen mit ihren verschiedenen Nomenklaturen und der lagenähnlichen Bildungen, wie sie verschiedene Autoren beschreiben, (z.B. SEMMEL 1968; KOPP 1970a, 1970b; RICHTER, RUSKE & SCHWANECKE 1970) versucht zum Beispiel ALTERMANN (1993: 827) zu geben. Diese Betrachtungen sollen aber nicht vorrangig Gegenstand der vorliegenden Arbeit sein.

Auffällig ist die Beschreibung von Bändern bei Sandböden für bestimmte Schichten der Perstruktionszonen (KOPP 1970a: 60; 1970b: 274). Im Fall des Profils M29 fällt die oben beschriebene Bänderung mit einer vermuteten Perstruktionszone zusammen, welche bei ALTERMANN (1993: 827) mit einer Mittellage nach AG BODEN (1994: 365) parallelisiert wird. Dieser Zustand erhärtet den Verdacht, daß es sich bei dem untersuchten Profil (M29) um eine hauptlagenähnliche Bildung (jungdryaszeitliche Flugsande) über einer der Mittellagengeneese ähnlichen Schicht handelt (Kryoturbationsschutt aus Kalksteinzersatz und Flugsand). Will man eine Gliederung hinsichtlich der Perstruktionszonen nach KOPP (1970a, 1970b) vornehmen, so handelt es sich vermutlich um eine Zone der periglazialen Deckserie (Hauptlagenäquivalent) über einer periglazialen Übergangszone (oberer Teil), welche mit der Mittellage nach AG BODEN (1994: 365) verglichen wird (ALTERMANN 1993: 827). Aus den Geländebefunden der Bohrungen kann eine Abgrenzung einzelner Zonen aber nicht zweifelsfrei vorgenommen werden. Kryogen veränderte Schichten lassen sich mit Bodensondierungen nur schwer nachweisen. Es sei hier

noch angemerkt, daß sich eine Horizontentwicklung bei Podsoilen nur gelegentlich mit den Grenzen von Perstruktionszonen deckt (KOPP 1970a: 78). Für eine ausführlichere Diskussion zum Schichtenaufbau einzelner Profile sei auf Kapitel 6 verwiesen.

Die letzte Bohrung dieser Catena (M30) zeigt einen schwach entwickelten Regosol aus mächtigen pleistozänen Flugsanden. Das Mikorelief ist durch Dünenformen geprägt (siehe Foto 5). Die Bodenart beider Horizonte ist reiner Sand. Die initiale Bodenentwicklung in diesem Bereich ist wahrscheinlich auf eine nachträgliche äolische Verlagerung der Sande zurückzuführen, wie sie in Kapitel 2.3.2 ausführlich beschrieben ist. Selbst eine Verwehung bis hinein in das Holozän ist unter bestimmten Voraussetzungen auf der Erhebung möglich gewesen. Eine phasenweise stattfindende Verlagerung der Sande zeigen auch überdeckte (fossile) Ah-Horizonte, welche sich in wärmeren Phasen unter günstigeren Vegetationsbedingungen gebildet haben (OSTASZEWSKA 1999: 99). Möglich ist aber auch, daß es sich um anthropogene Störungen an diesem Standort handelt, da lokale Sandabgrabungen nicht nur im Bereich der sandgefüllten Einschnitte, sondern auch auf der Hochfläche der Erhebung beobachtet werden konnten. Die Humusauflage ist trotz des gleichen Bewuchses deutlich weniger mächtig als bei dem Profil der Bohrung M29 (Eisenhumuspodsol). Die Auflage besteht aus einem mullartigen Moder mit einer Mächtigkeit von etwa 3 cm.

Catena südwest-exponierter Hang 2

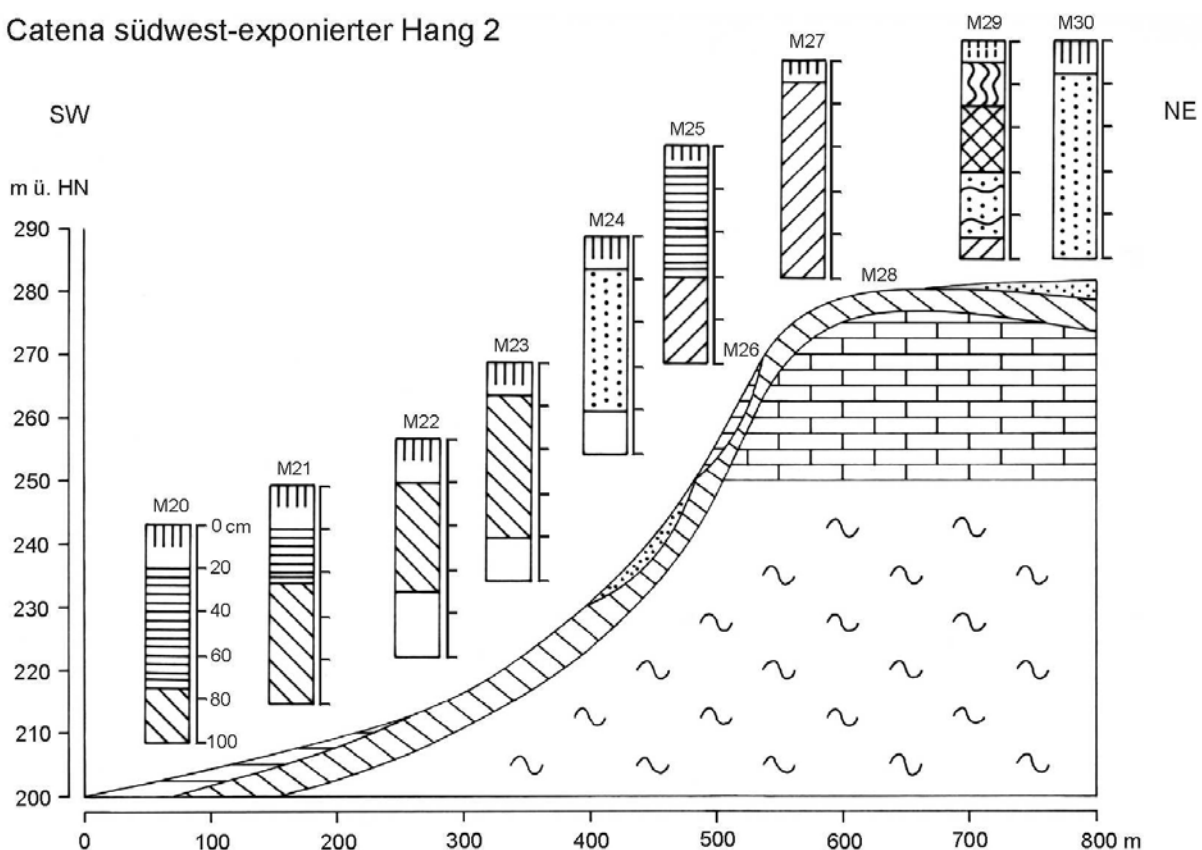


Abb.18: Catena südwest-exponierter Hang 2

4.2.3 Catena südwest-exponierter Hang 3



Foto14: Standort Catena südwest-exponierter Hang 3

Die Catena südwest-exponierter Hang 3 befindet sich westlich von der Catena südwest-exponierter Hang 2 auf der Höhe der kleinen Ortschaft Skowronno Dolne (siehe Abb. 15). Dieses Transekt beschreibt den Bodenaufbau im westlichen Bereich der Erhebung von Pińczów. Eine Skizze dieser Bodensequenz ist in Abbildung 19 zu sehen. Der Hang der Catena liegt ebenfalls wie die beiden zuvor beschriebenen in einer Südwestexposition (212°).

Die Sondierungen setzen im Mittelhangbereich ein. Das erste Profil der Bohrung M31 zeigt eine Pararendzina, welche direkt in einem Solifluktionsschutt aus Mergelmaterial entwickelt ist. Der Schutt weist Bodenarten von Tu4 auf und zeigt eine für das Mergelmaterial charakteristische graue Färbung. In den hangaufwärts folgenden fünf Profilen der Bohrungen M32 bis M36 ist dieser Schutt mit unterschiedlich mächtigem Solumsediment bedeckt. Das Solumsediment weist ebenfalls die Bodenart Tu4 auf, wonach geschlossen wird, daß das Solumsediment aus dem Schutt oberer Hangbereiche hervorgegangen sein muß. Der Schutt ist bis zum Profil der Bohrung M36 im Untergrund nachgewiesen (Bereich des kreidezeitlichen Mergels).

Das bedeutet aber wiederum auch, daß es eine starke anthropogen ausgelöste Erosionsleistung gegeben hat, welche die Mächtigkeit der vorhandenen Schuttdecke stark beeinflusste. SEMMEL (1991a: 47) bemerkt in diesem Zusammenhang die oft beschriebene verringerte Mächtigkeit oder gar das Fehlen des Decksedimentes (entspricht Hauptlage nach AG BODEN 1994: 365). Besonders erosionsgefährdet sei das Decksediment bei schluffiger

Ausprägung, aber auch bei Unterlage eines wenig durchlässigen Unterbodens unter Ackernutzung. Ähnliche Folgen stellen und stellen sich auch bei überweideten Hängen ein (SEMMELE 1991a: 47). Diese Bedingung ist mit dem Vorhandensein des sehr tonig ausgeprägten kreidezeitlichen Mergels (Tu4) erfüllt. Es entstehen schwer beackerbare „Minutenböden“, wie sie auch für die Röt-Tonsteinpartien unterhalb der Muschelkalkstufe am Rand des Thüringer Beckens und für die Keuper-Gebiete des Steigerwaldes beschrieben werden (SEMMELE 1991a: 49; 1991b: 10; 1993: 50).

Solche „Minutenböden“ erlauben aufgrund ihres hohen Tongehaltes nur eine kurzfristige Beackering. Die Bearbeitung im feuchten Zustand verschmiert die ohnehin porenarmen und deshalb schlecht durchlüfteten Böden. Im trockenen Zustand dagegen sind die Böden steinhart und bilden große Klumpen (SEMMELE 1991b: 10). Für den Ackerbau ergeben sich aufgrund des hohen Tongehaltes der Böden an solchen Standorten weitere Schwierigkeiten: Der Boden ist feucht und kalt im Frühjahr, was das Auflaufen der Saat erschwert. Trotz des primär hohen Basengehaltes sind die Nährstoffe für die Pflanzen schwer aufzuschließen.

Aufgrund des geringen Grobporenvolumens steht den Pflanzen wenig Wasser zur Verfügung (SEMMELE 1991a: 47; 1993: 51). Die nutzbare Feldkapazität (pF 4,2-1,8) ist bei einer Lagerungsdichte von 4 nach AG BODEN (1994: 297) mit einem Wert von 12 als sehr gering einzuschätzen. Der Totwasseranteil, also jener Teil, der im Boden so stark in den Feinporen gebunden ist, daß er für die Pflanzen nicht zur Verfügung steht, ist vergleichsweise hoch (20,5 nach AG BODEN 1994: 297). Auch eine forstwirtschaftliche Nutzung ist auf den „Minutenböden“, wie sie zum Teil auf dem südwest-exponierten Hang der Erhebung vorkommen, nicht ohne Probleme möglich. So wird zum Beispiel der dichte tonige Mergel von den Wurzeln gemieden. Die Bäume sind auf diesen Standorten folglich windwurfgefährdet (SEMMELE 1991a: 49). Oft bleibt dann nur noch eine Nutzung als Grünland übrig, was teilweise heute schon an den Hängen der Erhebung erkennbar ist.

Auf diesen Standorten gibt es eine große Zahl an Ackerbrachen, die schon seit einigen Jahren nicht mehr bestellt worden sind. Einige Bauern versuchen die Standorte mit unterschiedlichem Erfolg aufzuforsten. Trotz der beschriebenen Nachteile tonhaltiger Böden im Bereich von Schichtstufenlandschaften sind diese Standorte in klimatisch günstigen Gebieten häufig vorzügliche Rebenstandorte (SEMMELE 1991a: 48). In der Zukunft werden dies einige Bauern auf Testflächen in Pińczów vielleicht ausprobieren. Die wirtschaftliche Not, ausgelöst durch den offenen EU-Binnenmarkt, könnte die polnischen Bauern vermehrt zum Anbau von Sonderkulturen bringen.

Hangaufwärts nimmt der Anteil an Kalksteinbrocken im Solumsediment der Kolluvien bzw. der kolluvial überdeckten Pararendzinen (M32 –M36) stetig zu. Mit dem Profil der Sondierung M37 und M38 tritt ein markanter Wechsel im Substrat auf. Die Reliefverhältnisse ändern sich hin zum steilen Oberhangbereich (20° - 25°). Trotz dieses steilen Hangbereiches stellen die Böden

Kolluvien dar. Hinweise auf eine solch atypische Verbreitung des Solumsedimentes wurden bereits diskutiert. Die Bodenarten der beiden oberen Horizonte dieser Profile können jeweils mit Ls3 beschrieben werden. In der Bodenart kommt die Nähe zu den pleistozänen Sanden auf der Hochfläche der Erhebung zum Tragen. Die Sande sind Teil des kolluvial verlagerten Materials. Obwohl wir uns noch im Bereich des kreidezeitlichen Mergels befinden, wird im Untergrund der beiden Profile (M37, M38) eine Schuttdecke vermutet, welche aus Kalksteinzersatz und Flugsand besteht. Die Bodenart dieser Schicht ist jeweils mit Lt2 anzugeben. Der Kalksteinschutt zieht hier vermutlich über den tonig ausgeprägten Mergel hinweg, so wie das in Profilen vor der Thüringer Muschelkalkstufe zu beobachten ist (siehe Abb. 19). SEMMEL (1991b: 11) beschreibt Decken mit Kalkschutt, welche über das Röt solifluidal verlagert wurden. Schon HEMPEL (1955 : 48) gibt für einige Muschelkalkgebiete einen „Kalkwanderschutt“ an, der offensichtlich über die Grenze des Muschelkalks hinaus transportiert wurde und heute auf den Röt-Hängen zu finden ist.



Foto15: hoher Anteil an Kalksteinbruchstücken auf der Oberfläche

Das Profil der Bohrung M39 befindet sich kurz vor dem Hangknick am steilen Oberhangbereich der Erhebung (20°; N5) (Foto 15). Auf der Oberfläche nimmt der Anteil von Kalksteinbruchstücken mit steigender Höhe zu. Solumsediment konnte nicht nachgewiesen werden. Es handelt sich um eine flachgründige Rendzina, die wahrscheinlich direkt in einer Schuttdecke aus Kalksteinzersatz und Flugsand entwickelt ist. Der Sandgehalt in der Schuttdecke steigt an (Ls2). Vermutlich ist

das Profil durch Erosion stark verkürzt, da ein scharf begrenzter reliktscher Ap-Horizont auf eine Ackernutzung schließen läßt. In diesem Zuge ist auch von einer Erosion und maßgeblichen Verkürzung der Schuttdecke auszugehen (vermutlich eine der Hauptlage entsprechenden Schicht).

Das Profil der Sondierung M40 zeigt eine Besonderheit. Es ist auf der Verebnung des Hügels in einer Randlage zum Oberhang gelegen. In einer Tiefe von 30 cm ist in diesem Profil ein Kalksteinbraunlehm erhalten, welcher den Zersatz aus Kalkstein überlagert. Mit großer Sicherheit handelt es sich um eine fossile Terra fusca. Kalksteinbraunlehme sind relativ häufig auf erosionsfernen Hochflächen zu finden. Dort liegen sie meist in Dolinen – durch Kalklösung entstandene, abflußlose Hohlformen – vor. Sie können aber auch in Schlotten und vor allem in ehemaligen Eiskeilen auftreten. Die Lehme sind als nicht lösliche Rückstände in solche Formen

zusammengespült worden. Aus diesem Grund rührt auch die Bezeichnung Residualton her, die in dieser Arbeit synonym für den Begriff Kalksteinbraunlehm Verwendung findet (HÄDRICH & STAHR 2001: 72; SEMMEL 1991b: 12; 1993: 52).

Die Residualtone stammen aus dem jüngeren Tertiär oder auch aus den pleistozänen Warmzeiten (Interglaziale). Voraussetzung für eine derartige Bildung ist eine tiefgründige Verwitterung des Kalksteins unter feuchtwarmen Klimabedingungen. Durch die intensive chemische Verwitterung (vor allem Lösungsverwitterung) kommt es zu einer Entkalkung der hochprozentigen Carbonatgesteine (>75 Masse%) und zu einer Anreicherung des tonigen Lösungsrückstandes (BLUM 1968: 143; HÄDRICH & STAHR 2001: 72). Fehlt dagegen eine starke Vorverwitterung, kommt es zur Bildung flachgründiger Rendzinen (BLUM 1968: 144). ROHDENBURG & MEYER (1968: 191) weisen für die Entwicklungsreihe Rendzina – Terra fusca auch eine Möglichkeit der holozänen Bildung aus. Mehrheitlich sind aber Bildungen aus dem Tertiär und den pleistozänen Warmzeiten anzunehmen. Gerade mächtigere Kalksteinbraunlehme benötigen wohl längere Entwicklungsphasen von mehr als 10.000 Jahren und sind damit nicht ins Holozän zu stellen (ROHDENBURG & MEYER 1968: 191; SEMMEL 1993: 51).

Oft liegt auf dem Kalksteinbraunlehm ein Schutt, der mit Sicherheit periglazialer Entstehung und somit pleistozänen Alters ist (SEMMEL 1991b: 12). Mit einiger Wahrscheinlichkeit handelt es sich im Profil M40 um eine mit Kalksteinbraunlehm gefüllte Schlotte oder Karsttasche, da das Profil in der Catena eine Singularität darstellt. Der Kalksteinbraunlehm zeigt eine Bodenart von TI. In diesem ist nicht sehr markant, aber dennoch erkennbar Sand eingemischt. FIEDLER & HOFFMAN (1991: 67) beschreiben einen Solifluktionsschutt im Thüringer Muschelkalk und versuchen periglaziale Lagerbildungen zuzuordnen. Bei ihrem untersuchten Profil handelt es sich um eine Braunerde-Terra fusca. Sie sprechen von einer Decklage, einem Mittelsediment und einem Basissediment. Das Mittelsediment wird ihrer Meinung nach von dem Kalksteinbraunlehm gebildet. Das Basissediment ist tonig ausgeprägt und besitzt keinen Einfluß von äolischem Fremdmaterial. Der Basisschutt liegt meist über der Zersatzzone und kann kryogen überprägt sein. Das Mittelsediment kann dagegen äolische Anteile aufweisen. Ein Decksediment wird in dem untersuchten Profil nicht beschrieben.

Versucht man Analogieschlüsse zum Profil M40 zu ziehen, drängt sich der Verdacht auf, es handele sich bei dem Kalksteinbraunlehm ebenfalls um das beschriebene Mittelsediment, da es auch äolische Anteile (Flugsand) enthält. Der darunter liegende Horizont kann vermutlich als das von FIEDLER & HOFFMANN (1991: 67) beschriebene Basissediment mit kryogener Überprägung angesprochen werden. Ein markanter Substratunterschied zum Hangenden erhärtet diesen Verdacht.

Die oberste Schicht im Profil, in welcher der reliktsche Ap-Horizont entwickelt ist, zeigt die Bodenart Ts2. Wahrscheinlich handelt es sich hier um die Reste einer hauptlagenähnlichen

Bildung (Decksediment). Es muß davon ausgegangen werden, daß der Standort einer ackerbaulichen Nutzung unterlag und somit der Kalksteinbraunlehm vom Pflug erfaßt worden sein könnte.

Die Bodenform an diesem Standort ist eine fossile Terra fusca aus Kalksteinbraunlehm und Flugsand über Kalksteinzersatz bzw. über einem Schutt aus Kalksteinzersatz.

Im Vergleich zu den umgebenden Rendzinen sind die Kalksteinbraunlehme von besserer Standortqualität. Im Gegensatz zu den flachgründigen, trockenen Rendzinen haben diese Böden einen ausgeglichenen Wasserhaushalt ohne extreme Trockenphasen. Erstaunlicherweise sind trotz der hohen Tongehalte dieser Böden keine Anzeichen von Staunässe zu erkennen. SEMMEL (1991b: 12) findet in Kalksteinbraunlehmern der Muschelkalkgebiete Thüringens weder im Profilbild noch in der Krautschicht Staunässemerkmale. Entscheidend für die gute Dränung sei seiner Meinung nach das ausgeprägte Polyedergefüge des Bodens, was als Ergebnis der hohen Calcium-Versorgung des Tones gedeutet wird. Diese Aussagen kann der Autor auch für das Untersuchungsgebiet bestätigen. Der Residualton weist ein markantes Polyedergefüge auf, und ist zudem noch mit Sand versetzt.

Fünf Meter westlich der Sondierung M40 wurde eine weitere Bohrung vorgenommen (M41). In diesem Profil sowie in den folgenden konnte kein Kalksteinbraunlehm nachgewiesen werden, was die Besonderheit und Singularität des Profils M40 herausstellt. Das Profil der Sondierung M41 zeigt eine Rendzina aus Kalksteinzersatz und Flugsand.

Das Profil der Bohrung M42 befindet sich in unmittelbarer Nähe zum Gebiet der beginnenden Sandbedeckung. Dies wird auch in den Bodenarten deutlich, die zunehmend sandiger werden (St2 im rAp-Horizont). Das Profil zeigt eine erodierte (gekappte) Parabraunerde aus Flugsand über Schutt aus Kalksteinzersatz und Flugsand.

Die folgende Bohrung (M43) ergibt ein deutlich zweigeteiltes Profil. Es handelt sich um eine Rendzina aus Flugsand über einem Kryoturbationsschutt aus Kalksteinzersatz und Flugsand. Der im Flugsand entwickelte Ah-Horizont besteht bodenartlich aus reinem Sand, ist aber aufgrund einzelner Kalksteinbröckchen noch kalkhaltig. Die Schicht im Liegenden dieses Horizontes zeigt eine Bodenart von Ts2.

Die letzte Bohrung dieser Catena ergibt ein Profil einer sauren Braunerde, welche vollständig im Flugsand entwickelt ist. Die Bodenart ist in allen drei Horizonten identisch (reiner Sand). Auf diesem Standort stockt ein Kiefernforst (Mittelwald). Nach SEMMEL (2002: 172) existiert nicht nur auf Festgesteinen eine enge Verbindung von Hauptlage und Bv-Horizont, sondern auch in Flugsandprofilen. Er stellt fest, daß selbst hier die Hauptlage und mit ihr der Bv-Horizont eine erstaunlich konstante Mächtigkeit von 50 bis 60 cm aufweist. SEMMEL bemerkt auch, daß eine

Hauptlage aus Flugsanden schwer zu erkennen sei aber wiederholt Beispiele für den periglazialen Charakter dieser Schicht aus Flugsand gefunden wurden (bimshaltige Hauptlage im Verbreitungsgebiet der LST, Verknüpfung von Eiskeilpseudomorphosen und Kryoturbationen) (SEMMELE 2002: 172). Durch die stark temperaturleitende Eigenschaft der Sande sollte nach SEMMELE (2002: 172) ein mächtigerer active layer im Pleistozän und damit mächtigere Lagenbildungen zu erwarten sein.

Catena südwest-exponierter Hang 3

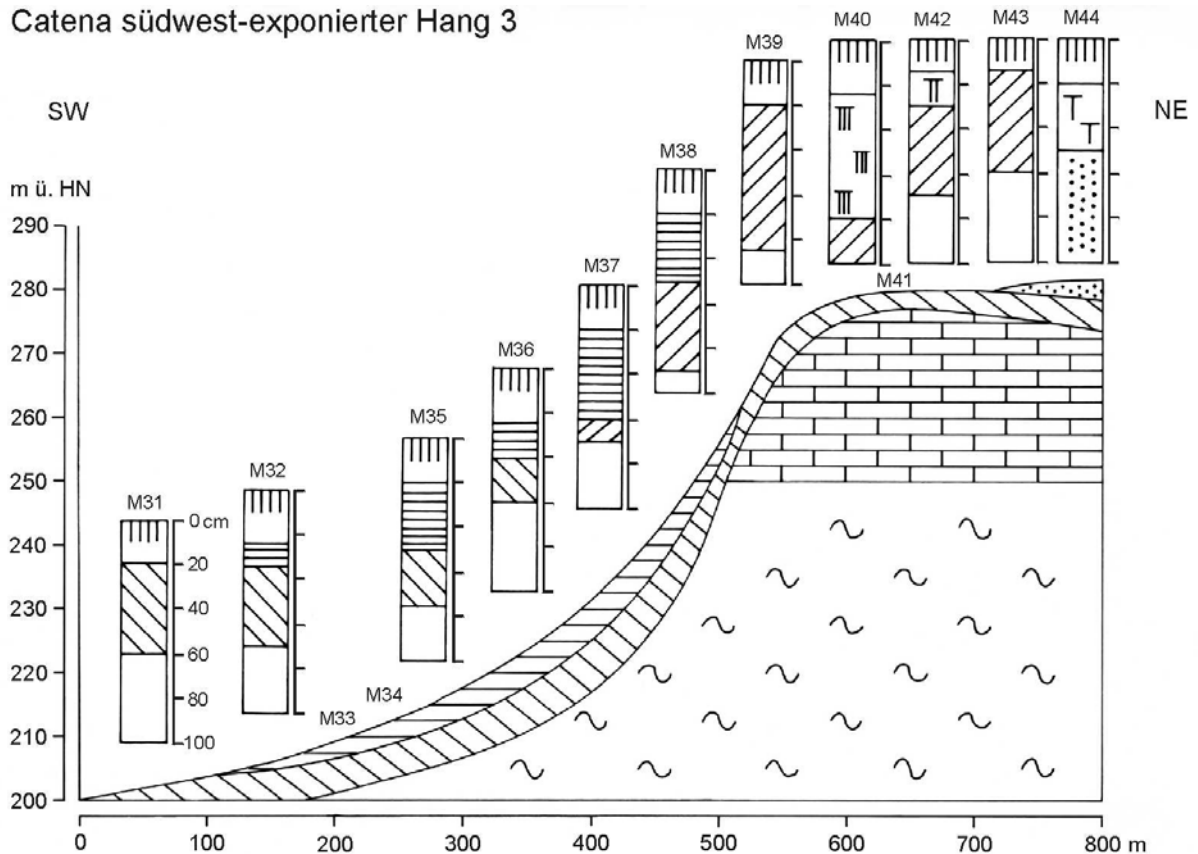


Abb.19: Catena südwest-exponierter Hang 3

4.2.4 Catena südwest-exponierter Hang 4



Foto16: Standort Catena südwest-exponierter Hang 4

Die Catena südwest-exponierter Hang 4 befindet sich in den östlichen Ausläufern der Erhebung von Pińczów, ca. 400 m nordwestlich der kleinen Ortschaft Pasturka (siehe Abb. 16). Diese Bodensequenz wurde angelegt, um auch hier Aussagen über eine Verbreitung verschiedener Bodenformen treffen zu können. Die Erhebung ist hier nicht so steil ausgeprägt und insgesamt etwas flacher als im westlichen Teil. Die Hänge wirken, im Gegensatz zu den im Westen

gelegenen, gestreckter. Die Schicht des Kalksteins tritt nicht so markant hervor und bildet eine weniger deutliche Stufe als im westlichen Teil der Erhebung (Foto 17). Eine Skizze der Catena ist in Abbildung 20 zu sehen. Aus dieser Abbildung ist erkennbar, daß die Kalksteinschicht wesentlich geringmächtiger ausgeprägt ist als im Westen der Erhebung. Die Exposition des Hanges beträgt 210° SW.



Foto17: Stufe des Kalksteins im östlichen Teil der Erhebung von Pińczów (SW-Hang)

Der gesamte Unter- und Mittelhang befindet sich im Bereich des kreidezeitlichen Mergels und wird durch Kolluvisole bestimmt. Je nach Mächtigkeit des Solumsedimentes sind auch kolluvial überdeckte Pararendzinen ausgeprägt (M46, M50, M51). Die Profile der Bohrungen M45 bis M51 enthalten ein Solumsediment aus Mergelmaterial mit Mächtigkeiten zwischen 30 und 70 cm. Bis zur Sondierung M50 sind im Solumsediment Sande eingemischt, welche Bodenarten von schwach sandigem Ton (Ts2) generieren.

Im Liegenden dieser Schicht tritt ein Solifluktionsschutt auf, der vorwiegend aus Mergel besteht. Dieser Schutt ist im Unter- und Mittelhangbereich ubiquitär verbreitet. Es ist davon auszugehen, daß Flußsande der Nida, die sich im Unterhangbereich ablagerten, in die Schuttdecke eingearbeitet wurden. Der Schutt weist reinen Ton (Tt) als Bodenart auf. Der Anteil von Ton dieser Bodenart liegt nach AG BODEN (1994: 135) bei 65-100%, wobei die Sandfraktion bis zu 35% der Masse erreichen darf und im Gelände mit der Fingerprobe nachgewiesen wurde. Im Mittelhangbereich und darüber könnten auch äolische Sande eingemischt worden sein. Denkbar wäre eine Verlagerung von Sanden vom Top der Erhebung.

Aus dem Profil der Bohrung M52 kann man den Wechsel zur Kalksteinstufe ableiten, welcher sich oberhalb der Sondierung im Untergrund vollzieht. Das Profil befindet sich noch im Bereich des kreidezeitlichen Mergels, weist aber im Untergrund schon eine Schuttdecke auf, die durch den Kalksteinersatz gekennzeichnet ist. Mit großer Wahrscheinlichkeit handelt es sich hier um eine Schuttdecke aus Kalksteinmaterial, die über den tonig ausgeprägten Mergel hinwegstreicht (siehe Abb. 20). Ähnliche Vorkommen wurden bereits in der Catena südwest-exponierter Hang 3 beschrieben (siehe Abb. 19).

Die Bodenart des Solumsedimentes besteht nicht mehr vorwiegend aus Ton, sondern wird von einem Gemisch aus sandig-tonigem Lehm (Lts) bestimmt. Das Solumsediment ist stärker von einer Schuttdecke aus verwittertem Kalkstein beeinflusst. Bestätigt werden die Erkenntnisse der Sondierungen durch die Zunahme von Kalksteinbrocken auf der Oberfläche. Die Bohrung M51 befindet sich im Übergangsbereich und weist im Profil Bodenarten von schluffigem Lehm (Lu) auf. Die folgenden Bohrungen (M53, M54) im Oberhangbereich unterstreichen den Wechsel zur Kalksteinstufe. Es sind extrem flachgründige Rendzinen ausgebildet, die direkt im Kalksteinschutt entwickelt sind. Der verwitterte Kalksteinschutt zeigt Bodenarten von schwach tonigem Schluff (Ut2) und sandig-lehmigem Schluff (Uls).

Das Profil der Bohrung M55 zeigt ein bis 45 cm mächtiges humoses Substrat. Diese Sondierung befindet sich im hängigen Kulminationsbereich der Erhebung (sehr schwach geneigt; N1). Mit großer Wahrscheinlichkeit ist das Solumsediment in diesem Hangbereich durch tiefes Pflügen (Rigolen) entstanden. Es ist davon auszugehen, daß die Beackerung des Standortes in Zeiten großen Bevölkerungsdruckes mehrere hundert Jahre anhielt. Durch eine solche Bearbeitung wurde humoses Material in diesen Hangbereich eingebracht. Vielleicht hat

man in der Vergangenheit versucht, den Standort landwirtschaftlich durch turnusmäßiges Rigolen fruchtbarer zu machen. Durch die tiefgründigen Bodenumschichtungen kommt es zur Anreicherung von humosem Material im gesamten Horizont (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 519). Der rigolte Horizont weist einen Humusgehalt von h3 (mittel humos) nach AG BODEN (1994: 108) auf. Die Horizontabfolge in diesem Profil stellt sich folgendermaßen dar: R-Ap/II IcCv. Die Bodenform des Standortes ist ein Rigosol aus verwittertem Kalkstein (Kryoschutt nach AG BODEN 1994: 167). Der Rigosol gehört nach AG BODEN (1994: 174) zu den terrestrischen anthropogenen Böden (terrestrische Kultosole).

Die beiden letzten Bohrungen dieser Catena (M56, M57) liegen im Kulminationsbereich des Hügels. Die Profile zeigen ein bis 50 bzw. 80 cm mächtiges toniges Material. An einigen Stellen ist auf der Hochfläche der Erhebung ein Kalksteinbraunlehm erhalten, der sich in Spalten des Kalksteins befindet und den Kryoschutt aus Kalkstein überlagert. Die Verbreitung dieses Substrates folgt keiner auf der Erhebung beobachtbaren Regelmäßigkeit. In der Catena südwest-exponierter Hang 3 wurde der Kalksteinbraunlehm nur an einem einzigen Standort gefunden. Hier in diesem Bereich ist vermutlich bei den Sondierungen aufgrund der auftretenden räumlich größeren Verbreitung eine mit Residualton gefüllte Doline oder größere Karsttasche getroffen worden (SEMMELE 1991b: 12).

In die Reste des Kalksteinbraunlehmes ist Sand kryogen eingearbeitet, was eine Bodenart von stark sandigem Ton (Ts4) hervorruft. Damit ist auch die Bezeichnung Kalksteinbraunlehm nicht ganz korrekt. Der Residualton der Kalksteinlösungsverwitterung müßte per Definition nach AG BODEN (1994: 197) mindestens 65 Masse-% Ton enthalten. Dies ist aufgrund der Sandeinmischung nicht der Fall. Es liegt also ein Schutt vor, der durch Residualton und eingemixten Flugsand gekennzeichnet ist. Das Material zeigt trotz der Sandeinmischung die für den Residualton typische Färbung ockerbraun bis dunkelbraun mit rötlichem Stich.

Wie schon bei der Interpretation der Catena südwestexponierter Hang 3 erwähnt, vergleichen einige Autoren den Kalksteinbraunlehm mit einer der Mittellage ähnlichen Bildung (FIEDLER & HOFFMANN 1991: 67). Auf Grundlage der Substratunterschiede kann eine solche Vermutung dadurch erhärtet werden, daß der Kalksteinbraunlehm eine deutliche Sandkomponente enthält (Ts4), die in der liegenden Schicht fehlt bzw. weit weniger ausgeprägt ist (Uls). Nach WERNER (1967: 265) sind fossile Bodenreste oft zwischen einer oberen (entspricht der Hauptlage) und einer unteren Deckschicht (entspricht der Basislage) erhalten. Es bleibt aber weiter strittig, ob fossile Bodenreste mit der Mittellage gleichzusetzen sind, zumal das Gliederungsschema Werners nur für ein bestimmtes Untersuchungsgebiet in Thüringen erarbeitet wurde (WERNER 1967: 265).

Bodentypologisch kann man bei dem Profil der Bohrung M56 von einer fossilen Terra fusca sprechen. Der Begriff Terra fusca kommt aus dem Italienischen und steht für ockerfarbige Erde (HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997: 279). Im letzten Profil der Catena (M57) wird der Residualton von einem 60 cm mächtigen humosen Material überdeckt. Diese Akkumulation hat gleiche Ursachen wie die oben beschriebene. Dieser R-Ap-Horizont weist aufgrund der Nähe zu den Flugsandablagerungen auf der Verebnung des Hügels eine stärkere Sandeinmischung auf und erzeugt eine Bodenart von schwach tonigem Sand (St2). Es handelt sich hier um ein Rigosol aus Flugsand und Kalksteinzersatz über fossilem Kalksteinbraunlehm über verwittertem Kalkstein (Kryoschutt).

Catena südwest-exponierter Hang 4

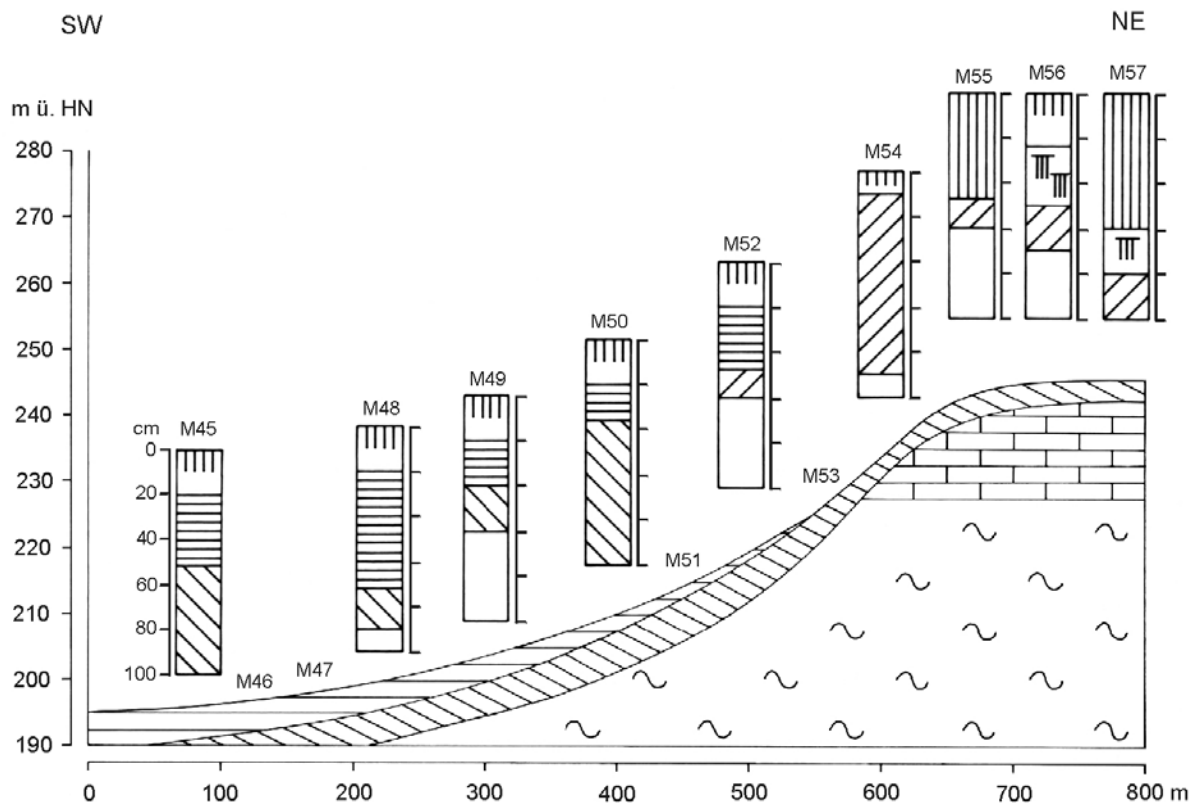


Abb.20: Catena südwest-exponierter Hang 4

4.3 Die Hochfläche der Erhebung von Pińczów

Die Verebnung des Hügels ist mit mächtigen Flugsanden bedeckt, welche wahrscheinlich vorzugsweise in der Zeit der Jüngerer Dryas auf die Oberfläche verweht wurden (siehe Kapitel 2.3.2). Vermutlich gab es bis in das Holozän hinein immer wieder Phasen mit äolischer Dynamik auf der Hochfläche der Erhebung. Unterschiedlich stark entwickelte und fossilisierte Oberbodenhorizonte (vor allem Reste saurer Braunerden und schwach entwickelter Podsole) belegen eine junge Landschaftsgenese (OSTASZEWSKA 1999: 99).

Einige Bohrungen im Bereich der pleistozänen Sande lassen einen reliktschen Ap-Horizont erkennen, so daß man davon ausgehen muß, daß vor der Nutzung als Forst Ackerbau betrieben wurde. Stellenweise treten Holzkohlestückchen auf, die eine eventuelle Besiedlung des Gebietes nicht ausschließen. Die Kohlefunde könnten aber auch Hinweis auf größere Waldbrände sein. Aus diesen Befunden wird geschlußfolgert, daß eine intensive Nutzung des Gebietes in der Vergangenheit stattgefunden haben muß.

Die Standorteigenschaften der mit pleistozänen Sanden bedeckten Hochfläche können als sehr trocken und nährstoffarm angesehen werden. Die entsprechenden Böden reagieren stark sauer (pH 3,5-4,5) und entwickeln sich, wenn keine Störungen vorliegen, in Richtung der Podsole. Der Bereich der pleistozänen Sande ist mit einem Kiefernforst bestanden, welcher die Versauerung am Standort begünstigt. Ziel der beiden folgenden Bodensequenzen ist es, den Übergang vom Kalksteinstandort zum Gebiet der pleistozänen Sande zu erfassen und zu interpretieren.

4.3.1 Catena Hochfläche 5

Die Catena Hochfläche 5 befindet sich im westlichen Teil der Erhebung von Pińczów (siehe Abb. 15). Die Bodensequenz ist in Abbildung 21 schematisch dargestellt.

Die erste Sondierung dieser Catena (M58) ergibt ein Profil eines Regosols aus Flugsand über einem Schutt aus Kalksteinersatz und eingearbeiteten Flugsand. Die Bodenarten sind stark sandig (St2 im Ah- und Ss im ilCv-Horizont). Die liegende Schicht weist eine Bodenart von Ts2 auf und besitzt im Vergleich zu den oberen Horizonten einen deutlich höheren Carbonatgehalt (c4 nach AG BODEN 1994: 110, 135).

Die Profile der folgenden drei Bohrungen (M59 bis M61) verfügen über den gleichen Aufbau. In den Profilen ist ein Kalksteinbraunlehm erhalten, der wie bei dem Standort der Catena südwest-exponierter Hang 4 (M56, M57) eine Bodenart von Ts4 zeigt. Es ist hier also von ähnlichen

Bildungsbedingungen auszugehen. Vermutlich handelt es sich ebenfalls um eine mit Residualton gefüllte Doline, so wie es bei der oben beschriebenen Catena 4 (Kapitel 4.2.4) wahrscheinlich ist (siehe Abb. 21).

In den Profilen dieser Bodensequenz fehlt der rigolte oberste Horizont. Es ist hier jeweils ein Ah-Horizont ausgebildet, welcher eine Bodenart von St2 zeigt.

Unter dem Kalksteinbraunlehm folgt ein Schutt, welcher aus Kalksteinzersatz bzw. Braunlehm und eingearbeitetem Flugsand besteht. Der Schutt weist eine Bodenart von Ts2 auf. Im Profil der Sondierung M62 fehlt der Kalksteinbraunlehm. Es ist eine Rendzina aus Flugsand über Kalksteinschutt entwickelt. Der Schutt weist die gleiche Korngrößenzusammensetzung auf, wie der eben beschriebene Schutt in den Profilen M58 bis M61.

Das Mikrorelief wird zunehmend welliger und deutet damit an, daß die Mächtigkeit der pleistozänen Flugsande zunimmt. Verdeutlicht wird dies durch das letzte Profil dieser Catena (M63). An diesem Standort hat sich ein Podsol in mächtigen quarzreichen pleistozänen Sanden entwickelt. Die Bodenarten aller drei erbohrten Horizonte kann als reiner Sand bezeichnet werden. Auch hier liegt, wie bereits erläutert, der Hauptanteil der Komponenten im Mittelsandbereich.

Catena Hochfläche 5

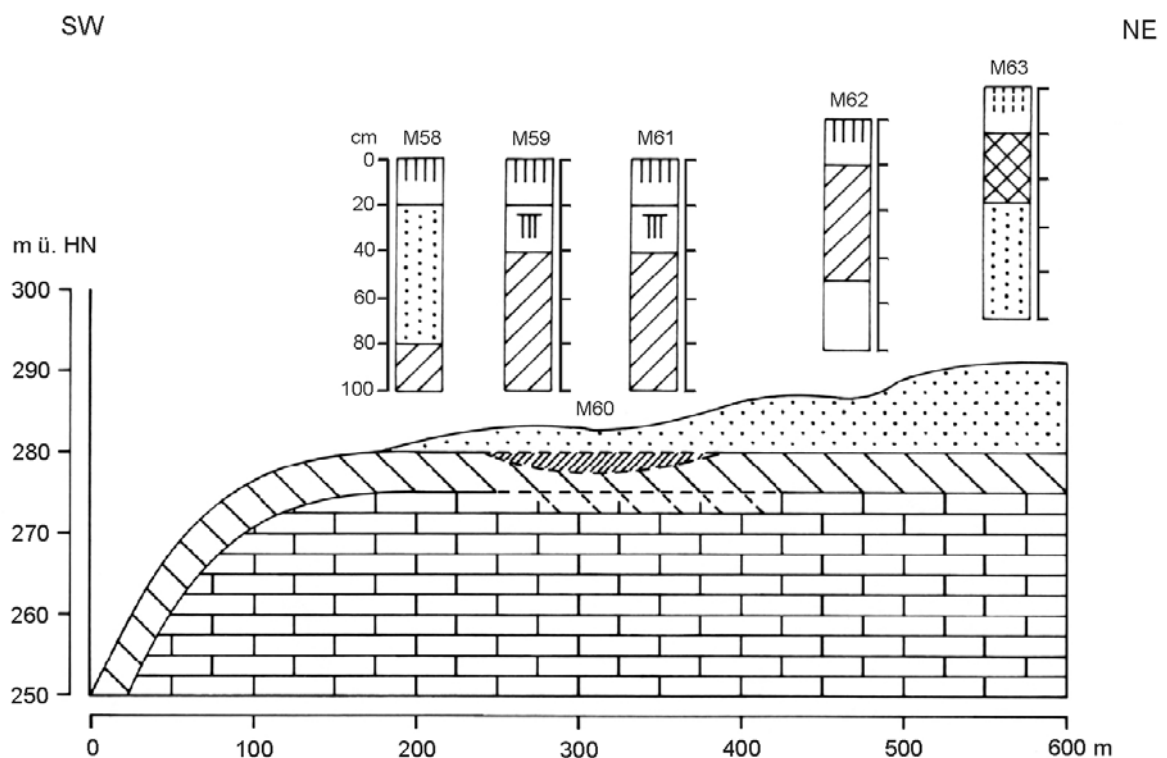


Abb.21: Catena Hochfläche 5

4.3.2 Catena Hochfläche 6

Eine weitere Bodensequenz, welche die Verhältnisse auf der Hochfläche der Erhebung wiedergibt, stellt die Catena Hochfläche 6 dar. Sie befindet sich etwas weiter östlich der Catena Hochfläche 5 (siehe Abb. 15). Eine schematische Übersicht dieser Bodensequenz zeigt Abbildung 22.

Die erste Bohrung dieser Catena (M64) ergibt eine flachgründige Rendzina, welche vermutlich direkt im Kalksteinschutt entwickelt ist. Auch hier zeigt der Schutt, ähnlich der bereits beschriebenen Profile die Bodenart Ts2. Der Ah-Horizont weist einen deutlich höheren Sandgehalt auf (Ts4). Die folgenden vier Profile (M65 bis M68) gleichen dem ersten Profil der Catena. Verschieden ist lediglich die Mächtigkeit des Ah-Horizontes.



Foto18: aufgegrabene Düne im Bereich der pleistozänen Sande auf dem Plateau der Erhebung, Regosol aus mächtigen Flugsanden

Mit den beiden letzten Profilen (M69, M69a) setzt die Sandbedeckung ein. Erkennbar wird der Umstand durch eine leichte Erhöhung der Geländeoberfläche und dadurch, daß ein welliges Mikrorelief vorhanden ist. Es handelt sich um vollständig im Flugsand entwickelte Bodenbildungen. Beide Profile zeigen Regosole aus mächtigen pleistozänen Flugsanden. Das Profil M69a befindet sich am Hang einer mäßig großen Düne und ist als 1,20 m tiefer Bodenschurf angelegt (Foto 18). Die Bodenarten können über das gesamte Profil als reiner Sand angesprochen werden. Die Horizonte sind carbonatfrei. Die Auflage an diesem Standort bildet ein mullartiger Moder, was die relativ junge Dynamik in diesem Bereich verdeutlicht. In Zukunft wird sich der Standort unter dem Kiefernforst wohl in Richtung saure Braunerde bzw. in Richtung Podsol entwickeln.

Catena Hochfläche 6

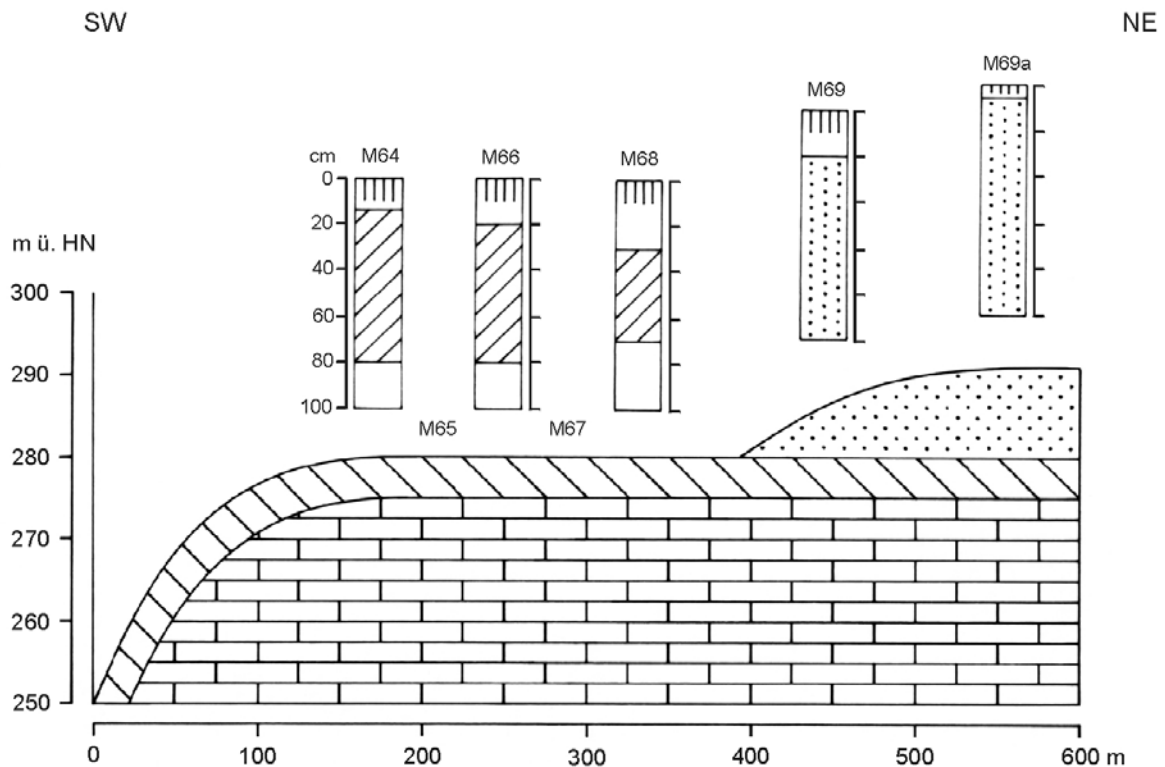


Abb.22: Catena Hochfläche 6

4.4 Ausgewählte Einzelstandorte der Erhebung von Pińczów

Anhand der Bearbeitung gezielt ausgewählter Standorte ist es möglich, die Landschaftsgenese der Erhebung im Bereich des Untersuchungsgebietes besser zu verdeutlichen. Die Bodenschürfe befinden sich in unterschiedlichen Bereichen und dienen dazu, die Interpretationen der angelegten Catenen besser in das Gesamtbild des südwest-exponierten Hanges bzw. der Verebnung einzuordnen. Die Standorte der Aufschlüsse zeigt Abbildung 15. Die ausgewählten Profile wurden angelegt, um auch eine gezielte Untersuchung hinsichtlich der Bodeneigenschaften der einzelnen Standorte vornehmen zu können.

4.4.1 Aufschluß Pi-MA-01



Foto19: Aufschluß Pi-MA-01

Der Aufschluß Pi-MA-01 befindet sich auf der Verebnung des Hügels im hängigen Kulminationsbereich in der Nähe zum südwest-exponierten Hang der Erhebung (Randlage). Das Profil liegt unmittelbar an der Kante einer kesselartigen Vertiefung, was sicher eine alte Kalksteinabbauform darstellt. Die Reliefdaten sind für den Bereich des natürlich ausgeprägten Standortes vorgenommen worden. Die Exposition in diesem sehr schwach geneigten Bereich (1-2°; N1 nach AG BODEN 1994: 58) liegt bei 180° Süd. Die Wölbung des hängigen Kulminationsbereiches kann mit konvex/konvex angegeben werden. Das Mikrorelief ist eben. Die Auflage besteht aus einem L-Mull.

Der Profilaufbau (siehe Abb. 23 und Foto 19) zeigt in einer Tiefe bis 15 cm einen Ah-Horizont und darunter nur schwer erkennbar die Reste eines Al-Horizontes bis etwa 20 cm Tiefe. Die Grenzen der Horizonte sind nur sehr schwer auszumachen. Die Bodenarten der beiden oberen Horizonte ergaben anhand der Untersuchungen im Labor eine Korngrößenzusammensetzung von St2. Der Skelettanteil im Oberboden ist mit 5% als sehr gering einzustufen. Die Lagerungsdichte beträgt in beiden Horizonten Ld2 (gering nach AG BODEN 1994: 126). Der Humusgehalt im Ah-Horizont wird als mittel humos (h3 nach AG BODEN 1994: 108) bezeichnet. Im nur noch schwach ausgebildeten Al-Horizont ist der Humusgehalt um eine Stufe niedriger (h2). Der Ah-Horizont besitzt ein Krümelgefüge und ist stark durchwurzelt. Die Farben und weitere Merkmale können der Abbildung 23 entnommen werden.

Nach unten folgt ein Bt-Horizont, der bis in eine Tiefe von 50 cm reicht und basal deutlich begrenzt ist. Er weist ein charakteristisches Polyedergefüge auf und läßt schwache Toncutane auf den Aggregatoberflächen erkennen. Der Skelettgehalt ist sehr niedrig (1-2%). Der mit dem Scheibler-Calcimeter ermittelte Carbonatgehalt dieses Horizontes ist sehr gering (<0,5%). Die Bodenart wurde im Labor als Ts4 ermittelt. Es liegt vermutlich ein Schichtwechsel an der

Grenze Al-Horizont zu Bt-Horizont vor. Dieser Schichtwechsel geht aus den ermittelten Bodenarten nicht sehr deutlich hervor (siehe Abb. 24 und Tab. 2).

Die Fehlerquelle der angewandten Methode (kombinierte Sieb- und Pipettmethode nach KÖHN) ist bei stark carbonathaltigen Proben nicht absolut einschätzbar. Aufgrund des ermittelten Substratwechsels von St2 auf Ts4 liegt aber mit einiger Sicherheit ein Schichtwechsel vor. Neben den Bodenarten wird dieser Verdacht durch eine höhere Lagerungsdichte des Bt-Horizontes im Vergleich zu den oberen Horizonten erhärtet (Ld3 nach AG BODEN 1994: 126). Diese Sachverhalte implizieren ein mehrschichtiges Profil.

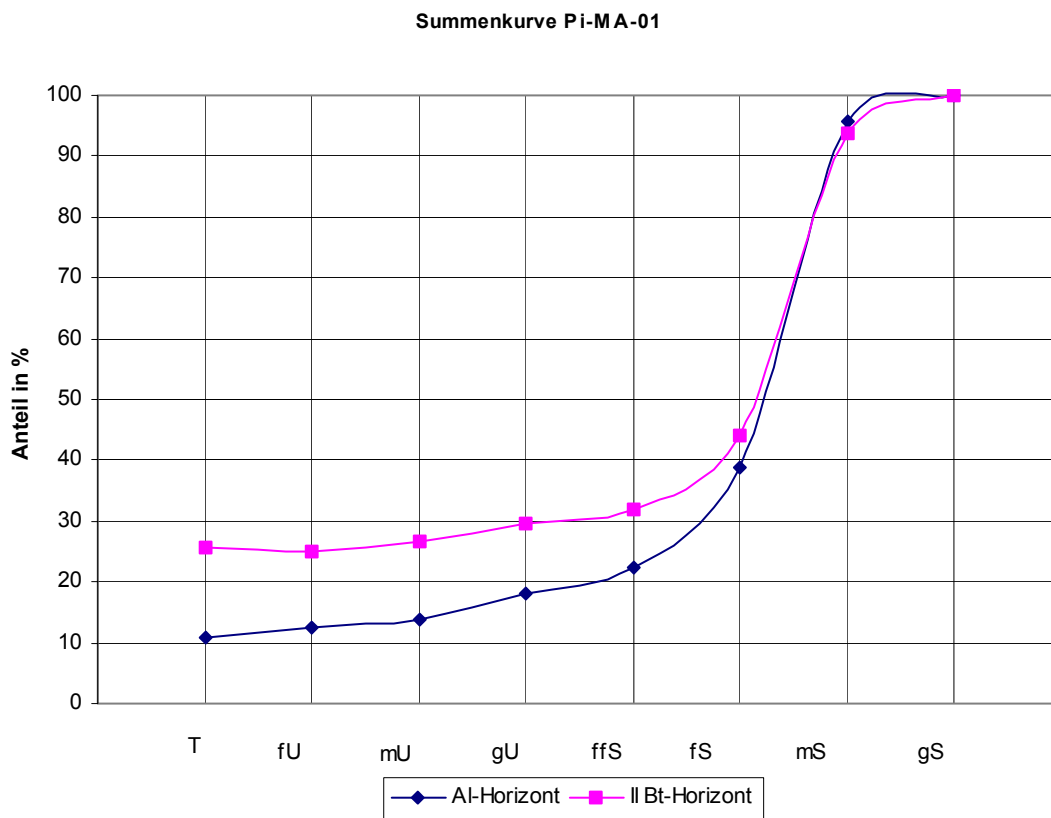


Abb.24: Korngrößenverteilung im Profil Pi-MA-01 (Summenkurven Al/II Bt)

Tab.2: Bodenarten im Profil Pi-MA-01

Probennummer	Profil	Horizont	Bodenart
PiMD-03/01	Pi-MA-01	Ah	St2
PiMD-03/02	Pi-MA-01	Al	St2
Pi-MD-03/03	Pi-MA-01	II Bt	Ts4
PiMD-03/04	Pi-MA-01	III IcCv	Ls4

Das Substrat der oberen Horizonte wurde vermutlich in einer jüngeren Phase des Pleistozäns verlagert, oder geht sogar auf das Holozän zurück. Das Material des Bt-Horizontes müßte demnach älter sein und kann mit relativer Sicherheit als mittellagen-ähnliche Bildung verstanden werden (siehe Kapitel 6). Die obere, noch

stärker von den pleistozänen Sanden beeinflusste Schicht wäre demnach einer Hauptlage verwandt (siehe Kapitel 6). Für das Profil bedeutet das eine Horizontabfolge von Ah/Al/II Bt/III IcCv. Die Differenzierung der Horizonte bzw. Schichten läßt eine Phäno-Parabraunerde vermuten. In diesem Fall sind die Unterschiede im Tongehalt der Horizonte (Ah, Al: 10% und Bt: 25%) nicht primär pedogen entstanden, sondern auf eine geogen unterschiedliche Ablagerung zurückzuführen.

Deutlich nach unten begrenzt folgt unter dem Bt-Horizont mit heller Färbung der verwitterte Kalkstein (Kryoschutt nach AG BODEN 1994: 167). Er bildet den III IcCv-Horizont, und weist einen hohen Skelettanteil angewitterter Kalksteinbruchstücken auf (50%). Der Carbonatgehalt ist aufgrund des hohen geogenen Gehaltes im Kalkstein sehr hoch (c6 nach AG BODEN 1994: 110 extrem carbonatreich). Der Sandgehalt ist auch hier im unteren Teil des Profils vermutlich aufgrund der Verwitterung des Kalksteins relativ hoch (Ls4). Das Profil Pi-MA-01 besitzt also einen dreischichtigen Aufbau. Es handelt sich um eine Phäno-Parabraunerde aus Flugsand über stark sandigem Ton über verwittertem Kalkstein (Kryoschutt nach AG BODEN 1994: 167).

Als Phäno-Parabraunerde bezeichnet man nach SEMMEL (2001: 561) Böden, welche zwar das Bild einer Parabraunerde aufweisen, aber nicht vorrangig durch Lessivierung entstanden sind. Der tonärmere Oberboden und der tonreichere Unterboden sind nicht das Resultat vertikaler Tonverlagerung, sondern Merkmale geologischer Schichtung. Schon MÜCKENHAUSEN (1970: 251) geht davon aus, daß die Phäno-Parabraunerden sich von den Parabraunerden unterscheiden, da sie keineswegs nur durch pedogenetische Prozesse entstanden sind. Vielmehr handelt es sich um verschiedene periglazial entstandene Schichten (MÜCKENHAUSEN 1970: 251). Auch SEMMEL (2001: 561) geht bei den Phäno-Parabraunerden von einer Schichtung durch die Bildung mehrerer periglazialer Schuttdecken aus. In flacheren Hangbereichen kommt es laut SEMMEL (2001: 561) zur Ablagerung einer schwach lößlehmhaltigen Deckschicht (Hauptlagenäquivalent) über einer stark lößlehmhaltigen Mittellage. Darunter befindet sich die lößfreie Basislage. Die Anwendung dieser Gliederung ist bei dem vorhandenen Profil etwas schwierig zu übertragen, da der Löß als Differenzierungsmerkmal der Lagen fehlt.

SEMMEL (1998: 67) beschreibt, daß im Mittelschutt immer ein Bt- bzw. ein Sd-Horizont ausgebildet ist. Der tonreiche Bt-Horizont wird deshalb als mittellagenäquivalente Bildung angesehen, während der tonärmere Oberboden (Ah, Al) als hauptlagenäquivalente Bildung gedeutet wird. Eine Auswaschung von Ton aus der Hauptlage läßt sich nach SEMMEL (2001: 561) durch die homogenen Tongehalte im Bt-Horizont der Mittellage ausschließen. Der Tongehalt der Mittellage ist geogen bedingt bzw. als in situ stattfindende Tonneubildung zu deuten (SEMMEL 2001: 561). Auch KLEBER (1991: 810) geht davon aus, daß die Bt-Horizonte in Mittellagen eine starke Eigendynamik aufweisen und durch Umverlagerung von Ton in der

Schicht selbst gekennzeichnet sind. Damit handelt es sich bei der tonreichen Mittellage also um ein schichtimmanentes Merkmal.

BARGON et al. (1971 : 366) beschreiben Böden, bei denen eine vertikale Tonverlagerung aus dem Decksediment in den Bt-Horizont vermutlich nie oder nicht in dem bisher vermuteten Maß stattgefunden hat. Diese Autoren nehmen für die Entstehung des Bt-Horizontes eine Ablagerung in lehmig-toniger Ausprägung für das Ende des Weichselglazials an (vermutlich vor der Jüngerer Dryas). Später kam es dann ihrer Meinung nach nur noch zur Bildung polyedrischer oder prismatischer Gefügeaggregate und zur Bildung von Toncutanen auf den Aggregaten, wie sie in den heutigen Horizonten oft vorliegen. BARGON et al. (1971 : 366) schlagen auch im Sinne der Forderung SEMMELS (1993: 48) eine andere Horizontbezeichnung für derartige Profile vor. Konsequenterweise dürften nach SEMMEL (1993: 48) keine genetischen Horizontsymbole Verwendung finden. Die Vorstellung der bisherigen Bezeichnung (Bt) impliziert, daß der Ton ausschließlich aus der hangenden Schicht stammt und führt zu Fehlinterpretationen.

Der B-Horizont sollte deshalb als Btx-Horizont bezeichnet werden. Die Indexbuchstaben (...tx) stehen für toniger (t) B-Horizont unbekannter Herkunft (x) (BARGON et al. 1971: 366). Der Btx-Horizont kann damit als ein Horizont parabraunerdeähnlicher Profile definiert werden, der in der Regel tonreicher und farbkraftiger als der hangende Profilteil ist (BARGON et al. 1971: 366). SEMMEL (2001: 561) bedauert in diesem Zusammenhang, daß ein Hinweis, wonach diese Böden zu den Parabraunerden gestellt werden, in der derzeitigen Auflage der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN 1994) fehlt. Bedauerlich sei dies, da die Phäno-Parabraunerden in den Mittelgebirgen Mitteleuropas weit verbreitet sind. Die oben aufgeführten Eigenschaften treffen auch auf das untersuchte Profil zu. Das tonreiche Mittellagenäquivalent enthält den Bt-Horizont und erfüllt damit die Forderung SEMMELS (1998: 67), daß der dichte, tonreiche Teil der Schuttdecken als Mittelschutt ausgebildet ist. Darüber befindet sich das tonärmere Äquivalent der Hauptlage (Ah- und Al-Horizont). Begründet durch die vorhandenen Substratunterschiede (z.B. Bodenart, Farbe, Lagerungsdichte) und der Einordnung der Schichten in das Gliederungsschema der periglazialen Lagen nach AG BODEN (1994: 365) (siehe Kapitel 6), liegt mit großer Sicherheit eine Phäno-Parabraunerde im Sinne von SEMMEL (2001: 561) vor.

4.4.2 Aufschluß Pi-MA-02



Foto20: Pi-MA-02

Zwanzig Meter östlich des ersten Aufschlusses liegt das Profil Pi-MA-02. Es gelten die gleichen Reliefverhältnisse wie bei dem obig beschriebenen Profil. Lediglich die Neigung ist etwas größer (3° ; N2.2). Eine Übersicht über den Profilaufbau gibt Abbildung 25 und Foto 20. Auch hier befindet sich der Aufschluß am Rand einer alten Kalksteinabbauform. Diese anthropogen geschaffene, kesselartige Vertiefung ist mit einigen Robinien bestanden. Vermutlich sind in der Vertiefung die Wasserverhältnisse aufgrund von lateralen und vertikalen Zuzug etwas günstiger als auf der schwach geneigten Fläche.

Der Ah-Horizont reicht bis in eine Tiefe von etwa 15 cm und ist mit einem L-Mull als Humusform bedeckt. Der Horizont weist einen Skelettanteil von 10% auf und besitzt eine schwarzgraue Färbung, welche durch den im Gelände ermittelten hohen Humusgehalt hervorgerufen wird (h4 nach AG BODEN 1994: 108). Der Ah-Horizont weist ein ausgeprägtes Krümelgefüge auf, ist stark durchwurzelt und basal undeutlich begrenzt. Die Bodenart in diesem Horizont wurde mit Hilfe der Korngrößenanalyse ermittelt und ergibt schwach tonigen Sand (St2). Unter dem Ah-Horizont folgt in eine Tiefe bis etwa einem Meter ein IcCv-Horizont, welcher Ls4 als Bodenart zeigt. Es ist nicht sicher, ob hier zwischen den beiden Horizonten ein Schichtwechsel vorliegt. Die Bodenarten ergeben keinen markanten Wechsel, so daß es sich bei dieser Bodenbildung vermutlich um eine direkt im Kalksteinschutt entwickelte Rendzina handelt. Im gesamten Profil wird die Dominanz bzw. das Vorhandensein von Sand in den Bodenarten deutlich. Die Sande stammen mit Sicherheit von den pleistozänen Flugsanden unweit des Standortes. Auch hier liegt die Korngröße des Sandes hauptsächlich im Bereich Mittelsand (Abb. 26). In der Abbildung steigt die Summenkurve jeweils im Korngrößenbereich des Mittelsandes am steilsten an. Im Ah-Horizont liegt der prozentuale Anteil des Mittelsandes am Gesamtgehalt der einzelnen Fraktionen bei 49%. Im IcCv-Horizont ist der Anteil mit 35% auch aufgrund des geringeren Gesamtsandgehaltes etwas niedriger (Tab. 3).

Summenkurve Pi-MA-02

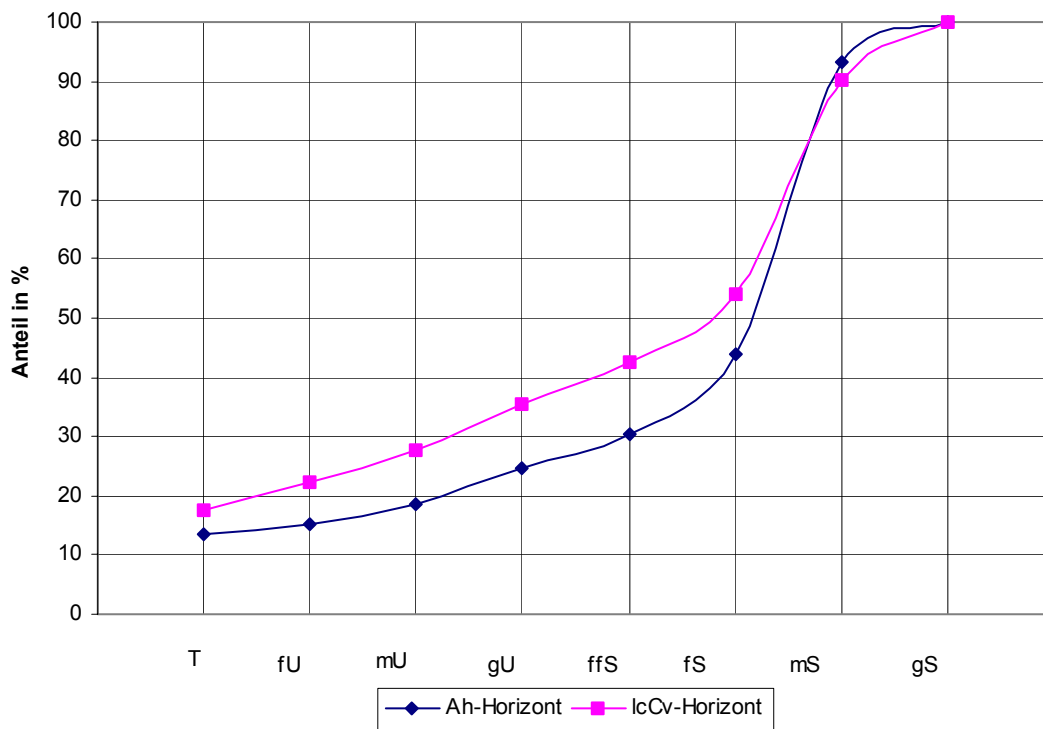


Abb.26: Korngrößenverteilung im Profil Pi-MA-02 (Summenkurven)

Tab.3: Bodenarten und Mittelsandfraktion im Profil Pi-MA-02

Probennummer	Profil	Horizont	Bodenart	Mittelsand %	Sand gesamt %
PiMD-03/07	Pi-MA-02	Ah	St2	49	75
PiMD-03/08	Pi-MA-02	IcCv	Ls4	35	64

Für das Profil bedeutet dies, daß der Sand kryoturpat bzw. solimixtiv in die vorhandene Schicht eingearbeitet worden ist. Vermutlich war dieser Bereich im Pleistozän ursprünglich auch mit Flugsanden bedeckt. Mit einiger Sicherheit entwickelte sich aus den Sanden und dem Kalksteinersatz eine Schuttdecke, die aber im Zuge von Bodenerosion stark angegriffen wurde und heute weitestgehend fehlt. Man könnte auch annehmen, daß der Sand aquatisch verlagert wurde und damit die Bodenbildung direkt im Verwitterungsrest des Kalksteins ansetzen konnte. Der Sand befindet sich heute in Bereichen des Mittelhanges (siehe Kapitel 4.2.2 Catena südwest-exponierter Hang 2) sowie in mehreren Einschnitten, welche den südwest-exponierten Hang gliedern. Der vom Top der Erhebung verlagerte Sand erreicht dabei Mächtigkeiten von über 2 m.

Eine andere Hypothese geht davon aus, daß in diesen Bereich kein Sand angeweht wurde. Folgt man dieser Theorie, läßt sich der hohe Sandgehalt im Profil selbst schwer erklären. Im

Profil Pi-MA-01 ist ein Teil dieser obig beschriebenen Schuttdecke durch die geringe Neigung wohl noch vorhanden.

Die Neigung hier an diesem Standort (Pi-MA-02) ist etwas höher und läßt darauf schließen, daß die Schuttdecke durch Erosion fehlt bzw. in ihrer Mächtigkeit maßgeblich verkürzt wurde. Im vorhandenen Substrat konnte sich im Holozän eine Rendzina entwickeln. Heute ist der Standort dank Vegetationsbedeckung relativ stabil und resistent gegen Erosion. Die Profile, die bis zum heutigen Zeitpunkt noch nicht degradiert wurden, werden wohl auch in Zukunft durch Erosion nicht maßgeblich beeinträchtigt werden.

Der IcCv-Horizont besitzt neben dem relativ hohen Sandgehalt einen Skelettgehalt von 35%. Die angewitterten Kalksteinbruchstücke werden mit zunehmender Tiefe im Profil zahlreicher. Der Horizont kann mit einem prozentualen Gehalt von 45% (Scheibler-Calcimeter) als sehr carbonatreich eingestuft werden (c5 nach AG BODEN 1994: 110). Er ist nur schwach durchwurzelt und weist eine etwas höhere Lagerungsdichte als der Ah-Horizont auf (siehe Abb. 25). Wie man im Foto 20 erkennen kann, zeigt der gelblichgraue Horizont mit wachsender Tiefe eine zunehmend gelbliche Färbung. Dies ist auf einen höheren Feuchtegehalt zurückzuführen. Als Bodenform ergibt sich eine Rendzina aus einem Mischsubstrat, welches aus dem Zersatz des Kalksteins und aus Flugsand besteht. Aufgrund der Nähe der beiden beschriebenen Profile zu den Kalksteinabbauformen kann eine anthropogene Störung der Profile nicht ausgeschlossen werden.

4.4.3 Aufschluß Pi-MA-03

Das Profil Pi-MA-03 befindet sich in unmittelbarer Nähe zu den mit Kiefern bestandenen pleistozänen Sanden. Der Aufschluß liegt an einem künstlichen Anschnitt unterhalb eines unbefestigten Weges. Das Relief ist eben in diesem Bereich, sodaß Angaben über Exposition, Neigung, und Wölbung entfallen. Auch das Mikrorelief ist eben, sieht man von zwei Fahrspuren ab, welche der kleine Weg hervorbringt. Es ist davon auszugehen, daß zumindest der obere Profiltail durch die Anlage des Weges gestört wurde.

Der so gedeutete Ah-M-Horizont wird von einem F-Mull mit einer Auflagemächtigkeit von 2 cm bedeckt. Der Of-Horizont der Humusaufgabe erscheint sehr schwarz und enthält Asche und kleine Holzkohlestückchen. Vermutlich sind hier die Reste eines Brandes überliefert. Der Ah-M-Horizont reicht bis in eine Tiefe von etwa 40 cm (Foto 21). Er ist nach unten aber nicht deutlich begrenzt, sondern bildet kleinere Ausstülpungen in den darunter liegenden Bereich. Der Horizont weist einen Skelettgehalt von 25% auf und zeigt bedingt durch den Humusgehalt eine



Foto21: Aufschluß Pi-MA-03



Foto22: mit Residualton gefüllte Schlotte im Kalkstein

schwarzgraue Färbung. Die Lagerungsdichte ist gering (Ld2 nach AG BODEN 1994: 126) und die Bodenart wird als St2 bezeichnet. Weitere Merkmale können der Abbildung 27 entnommen. Im Liegenden dieses Horizontes folgen die Reste eines Kalksteinbraunlehmes. Dieser Residualton befindet sich, wie auf dem Foto 22 erkennbar, in einer besonderen Lagerung. Vermutlich handelt es sich beim untersuchten Profil um eine mit Braunlehm gefüllte Schlotte im Kalkstein, so wie sie zum Beispiel SEMMEL (1993: 52) für das Muschelkalkgebiet in Mainfranken darstellt (Abb. 28). Es könnte sich hierbei auch um die Füllung eines Eiskeiles handeln. Der II fT-Horizont reicht an seiner tiefsten Stelle bis 75 cm unter die Geländeoberfläche. Der Kalksteinbraunlehm weist ein ausgesprochenes Polyedergefüge auf und zeigt eine Bodenart von Ts3. Typisch ist die rötlichbraune Farbe des Lösungsrückstandes. Die Lagerungsdichte ist hoch (Ld4 nach AG BODEN 1994: 126). Der Braunlehm ist vollständig entkalkt. Die sehr schwache Reaktion, die mit der Scheibler-Apparatur ermittelt wurde, zeugt sicher von fein verteilten Kalksteinsplintern, welche vermutlich unter periglazialen Bedingungen durch Kryoturbation in das Terra-fusca-Material eingetragen wurden.

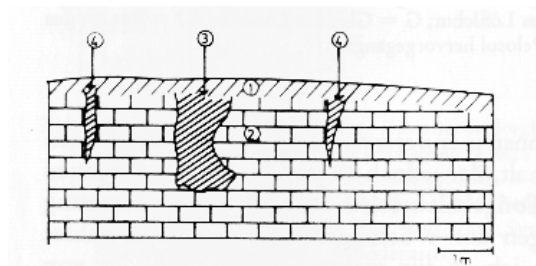


Abb.28: Vorkommen von Braunlehmrelikten in Muschelkalkgebieten

HÄUSLER & NIEDERBUDE (1992: 398) belegen auf Grundlage zahlreicher Geländebefunde aus der Frankenalb, daß der Kalksteinbraunlehm carbonatfrei ist. Leichte Reaktionen mit der Salzsäure können sich aber dennoch zeigen, da feinste Kalkscherben durch Solifluktion (am Hang) in die tonreiche Bodenmatrix eingearbeitet wurden. HÄUSLER & NIEDERBUDE versuchen das Alter des Kalksteinbraunlehmes durch Lösungsraten des Kalksteins zu ermitteln, kommen aber zu keinem eindeutigen Ergebnis. ROHDENBURG & MEYER (1968: 191) und auch SEMMEL (1968: 74) gehen davon aus, daß das fossile Bodenmaterial aus dem Pliozän oder aus den (alt-)pleistozänen Warmzeiten stammt. Da es sich bei dem gefundenen Kalksteinbraunlehm sicher nur um Reste des eigentlichen Lösungsrückstandes handelt und die Profile, in denen der Residualton auftaucht zum Teil ackerbaulich genutzt wurden, ist eine Altersangabe schwierig durchzuführen. Mächtigere Braunlehme benötigen nach ROHDENBURG & MEYER (1968: 191) eine längere Bildungsdauer als 10.000 Jahre. Somit kann das Holozän, obwohl einige Autoren (z.B. MÜCKENHAUSEN 1962) unter bestimmten Voraussetzungen eine holozäne Entstehung für möglich halten, wohl nicht als Hauptbildungsphase des Kalksteinbraunlehmes angenommen werden. Für die Untersuchungsregion wird eine Bildung angenommen, welche vorrangig in den pleistozänen Interglazialen stattfand.

Der Kalksteinbraunlehmrest ist wie auch bei den anderen beschriebenen Vorkommen mit Sand vermischt, was eine Bodenart von Ts3 erzeugt. Der Tongehalt ist hier etwas höher als bei den bisher beschriebenen Funden (Ts4). In der Summenkurve der Probe des Kalksteinbraunlehmes (Abb. 29) ist der hohe Tongehalt sowie der hohe Mittelsandgehalt erkennbar. Der hohe Sandgehalt der Probe (Tab. 4) stammt mit Sicherheit von der unmittelbar angrenzenden Dünenlandschaft der pleistozänen Sande. Der hellere, rechts im Foto 21 erkennbare Bereich oberhalb der mit Braunlehm gefüllten Schlotte ist kalkfreier reiner Sand. Vermutlich ist er Ausdruck der anthropogenen Störung im Profil. Der nach unten der Schlottenfüllung folgende Bereich ist der verwitterte Kalkstein, welcher eine Bodenart von Ls4 beschreibt. Der Horizont ist bis zu einer Tiefe von etwa 90 cm aufgeschlossen und zeigt einen hohen Skelettgehalt, eine den bisherigen Beobachtungen entsprechend typisch gelblichgraue Färbung und einen zu erwartenden sehr hohen Gehalt an Calciumcarbonat (siehe Abb. 27). Als Bodenform ergibt sich für das Profil ein Kolluvisol aus anthropogen gestörtem Material über fossiler Terra fusca (Schlottenfüllung) über verwittertem Kalkstein (miozäner Kalksteinersatz).

Tab.4: Bodenart des Residualtones (Profil Pi-MA-03)

Probennummer	Profil	Horizont	Bodenart	Ton %	U gesamt %	S gesamt %
PiMD-03/17	Pi-MA-03	II fT	Ts3	42	6,8	51,2

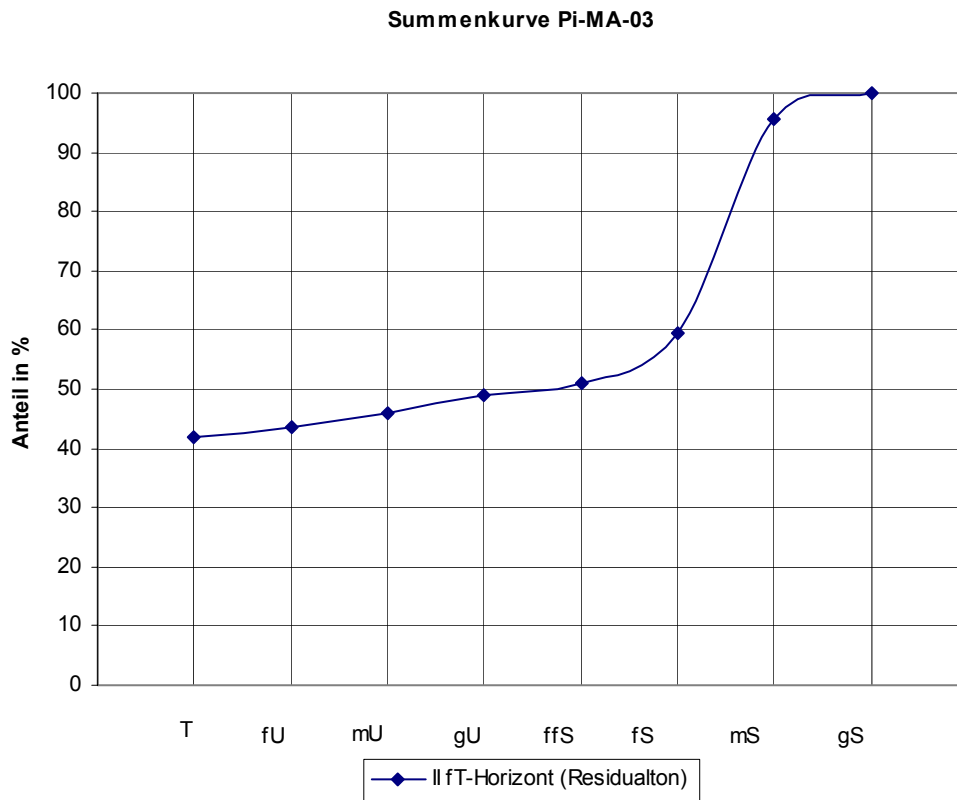


Abb.29: Summenkurve des Residualtones im Profil Pi-MA-03

4.4.4 Aufschluß Pi-MA-04



Foto23: anthropogen terrassierte, schwach geneigte Fläche im Bereich des ehemaligen Kalksteinabbaus

Das Profil Pi-MA-04 befindet sich etwa 20 m östlich des Profils Pi-MA-03 auf einer schwach geneigten, anthropogen terrassierten Fläche. Das Foto 23 zeigt eine solche Terasse, die durch den Kalksteinabbau hinterlassen wurde. Aus diesem Grund ist im Bereich dieser künstlichen Kalksteinterrassen von einem teknoenen Substrat auszugehen. Teknogene Substrate sind künstliche, durch den Menschen in seiner industriellen Tätigkeit erzeugte,

verarbeitete und umgelagerte Substrate wie zum Beispiel Bauschutt. Der anthropogen umgelagerte Kalkschutt als Folge des Kalksteinabbaus besitzt viele geochemisch-physikalische Eigenschaften, die dem natürlichen Kalkschutt ähneln (HOFFROGGE & BURGHARDT 1997: 24).

Aus diesem Grund wird in dieser Arbeit auf eine bodentypologische Ansprache nach künstlich geschaffenen Substraten verzichtet.

Die Reliefaufnahme wurde für die kleine Verebnung, innerhalb derer der Aufschluß liegt, vorgenommen. Aus diesen Aufnahmen ergibt sich eine Exposition von 160° Süd und eine sehr schwache Neigung (1-2°; N1). Die Wölbung ist in beiden Richtungen als konvex zu bezeichnen. Betrachtet man den künstlich geschaffenen und gegliederten Hang, so liegt das Profil im Mittelhangbereich. Das Mikrorelief ist eben. Vermutlich liegt die Tätigkeit des Kalksteinabbaus noch nicht sehr lange zurück, da sich auf dem Standort noch kein ausgeprägter Ah-Horizont entwickeln konnte. Die Humusaufgabe ist, wenn überhaupt vorhanden, nur sehr geringmächtig. An einigen Stellen existiert noch keine Vegetation und damit auch kein Auflagehorizont. In Bereichen, in denen Vegetation aufkommen konnte, hat sich eine extrem geringmächtige L-Mull-Auflage gebildet.



Foto24: Aufschluß Pi-MA-04

Der schwach ausgebildete initiale A-Horizont weist eine Bodenart von Ls3 auf und zeigt damit die feinsandige, schluffige Verwitterungsform des Kalksteins. Der Ai-Horizont besitzt einen hohen Skelettanteil von 50% und ist aufgrund schütterer Vegetation nur schwach durchwurzelt. Der Humusgehalt ist mit h2 (nach AG BODEN 1994: 108), bedingt durch die kurze Bildungszeit des A-Horizontes, nicht hoch.

Unter diesem Horizont folgt der verlagerte, angewitterte Kalksteinschutt. Dieser Horizont zeigt ebenfalls die Bodenart Ls3, weist aber einen extrem hohen Skelettanteil auf (Abb. 30 und Foto 24). Auch der Carbonatgehalt (nur im Gelände mittels 10%-iger HCl ermittelt) ist mit >50% als extrem hoch einzustufen (AG BODEN 1994: 110). Der hohe Wert ist an das carbonathaltige Ausgangsmaterial der initialen Bodenbildung gekoppelt. Von HOFFROGGE & BURGHARDT (1997: 24) werden ähnliche Bodentypen aus Kalksteinlockermaterial (Kalksteinbruch) beschrieben. Der Bodentyp ist bezeichnend für die vom Menschen verursachte junge Dynamik in der Abbauregion auf der Hochfläche der Erhebung. Als Bodenform ergibt sich ein Rohboden aus anthropogen umgelagertem, carbonathaltigem Lockergestein (Lockersyrosem aus verlagertem Kalksteinschutt).

4.4.5 Aufschluß Pi-MA-10



Foto25: Aufschluß Pi-MA-10

Das Profil Pi-MA-10 befindet sich am Oberhang des südwest-exponierten Hanges der Erhebung von Pińczów. Es liegt im Bereich des miozänen Kalksteins auf einer Höhe von etwa 260 m und ca. 15 m unterhalb der Verebnung des Hügels. Die Exposition an diesem Hang beträgt 180° Süd und die Neigung ist sehr stark (20°; N5). Die Wölbung an diesem Standort ist gestreckt/konvex und das Mikrorelief ist etwas höckerig. Die Humusauflage besteht aus einem 1-2 cm mächtigem L-Mull.

Der sich darunter anschließende Ah-Horizont ist nur geringmächtig ausgebildet und zeigt aufgrund des geringen Humusgehaltes eine schwarzgraue Färbung (Abb. 31 und Foto 25). Die Lagerungsdichte im stark carbonathaltigen Oberboden ist sehr gering. Der Horizont zeigt ein Krümelgefüge, ist stark durchwurzelt und nach unten nicht deutlich begrenzt. Die Bodenart ist wie auch im darunter liegenden Horizont mit Ls4 anzugeben. Die

Summenkurve in Abbildung 32 zeigt einen relativ gleichmäßigen Anstieg in beiden Horizonten. Damit läßt sich zweifelsfrei belegen, daß sich die Bodenbildung innerhalb einer Schicht vollzog. Es muß davon ausgegangen werden, daß bei der vorhandenen Hangneigung und in dieser Reliefposition mit beträchtlicher Erosion zu rechnen ist. Diese Vermutung wird dadurch bestärkt, daß eine landwirtschaftliche Bearbeitung der Hänge bis in steile Bereiche hinein sehr wahrscheinlich durchgeführt wurde. Somit kann geschlußfolgert werden, daß die meist nur in geringer Mächtigkeit ausgeprägten Schuttdecken über Kalkstein durch Erosion stark angegriffen wurden.

Summenkurve Pi-MA-10

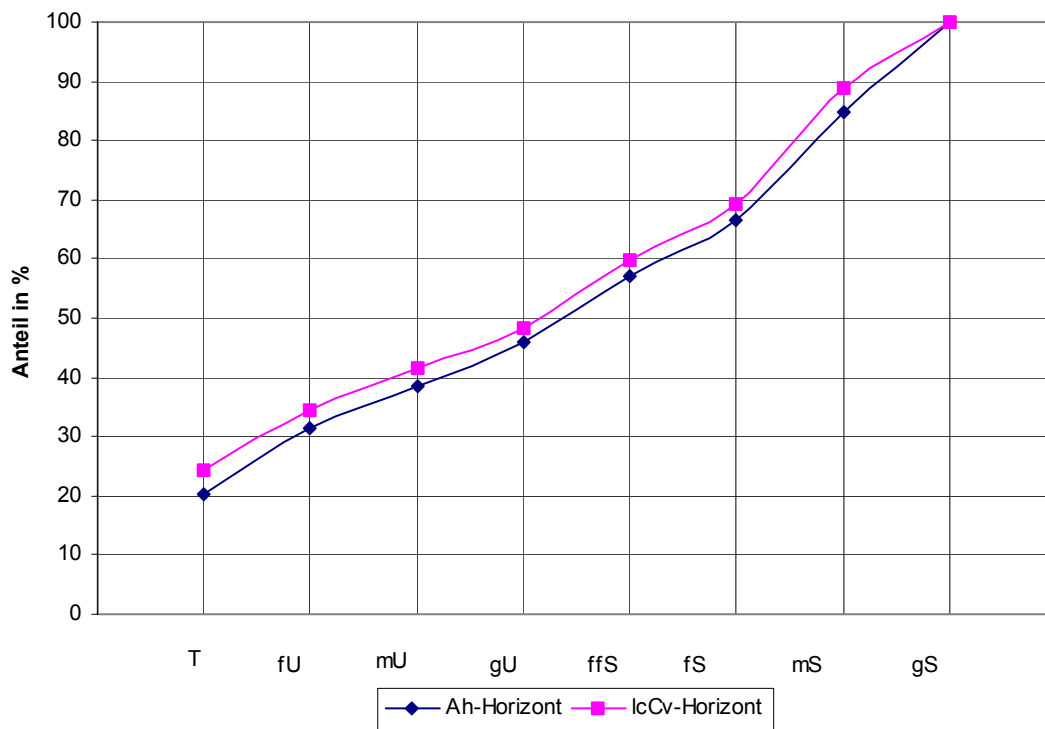


Abb.32: Korngrößenverteilung im Profil Pi-MA-10 (Summenkurven)

SEMMELE (1968: 72) beschreibt aus den Muschelkalkvorkommen zwischen Bad Hersfeld und Fulda Schuttdecken, welche in der Regel nur sehr dünn ausgebildet sind. Er schließt sich Erkenntnissen an, welche schon bei HEMPEL (1955: 48, 49) vorliegen und erläutern, der Kalkstein sei nicht so gut zur Schuttbildung geeignet wie andere Gesteine (z.B. kristalline Gesteine). Der Grund dafür ist nach HEMPEL (1955: 49) in den besonderen hydrologischen Verhältnissen zu sehen. Infolge der Durchlässigkeit des Kalksteins für Wasser ist die Bildung eines Frostbodens mit entsprechenden Verwitterungs- und Abtragungserscheinungen als problematisch zu sehen. Bei dem untersuchten Profil handelt es sich vermutlich um die Reste einer der Basislage ähnlichen Bildung. Es ist davon auszugehen, daß die Hauptlage, falls sie hier vorhanden war, nahezu gänzlich der Erosion zum Opfer gefallen ist.

Der IcCv-Horizont zeigt in seinem unteren Teil Kalksteinbruchstücke, welche teilweise mit ihrer Längsachse in Hangrichtung eingeregelt sind. Diese Einregelungen sind Merkmale einer Basislage (AG BODEN 1994: 365; AK BODENSYSTEMATIK 1998: 178ff.). Gegen diese Vermutung spricht allerdings der relativ hohe Sandgehalt der beiden Horizonte (Tab. 5). Dieser Sandgehalt ist auch bei den bisher beschriebenen Profilen im Kalksteinschutt vorhanden. Basislagen sollten nach den bestehenden Merkmalskatalogen weitestgehend frei von äolischen Einträgen sein. Der IcCv-Horizont verfügt über einen sehr hohen Skelettgehalt (80%) und ist daher auch als

extrem carbonatreich einzustufen (75%; c6 nach AG BODEN 1994: 110). Die Bodenform kann als geringmächtige Rendzina aus verwittertem Kalksteinschutt bezeichnet werden. Aus dem IcCv-Horizont stammt ein Muschelfund, welcher das miozäne Alter des Kalksteins belegt (siehe Kapitel 2.3.1).

Tab.5: Bodenarten und Sandgehalt im Profil Pi-MA-10

Probennummer	Profil	Horizont	Bodenart	Sand gesamt %
PiMD-03/22	Pi-MA-10	Ah	Ls4	54
PiMD-03/23	Pi-MA-10	IcCv	Ls4	51

Das Profil gilt für den steilen Oberhangbereich der Erhebung von Pińczów als sehr charakteristisch. Auch in den verschiedenen Catenen konnten im Bereich des miozänen Kalksteins extrem flachgründige Rendzinen nachgewiesen werden. Diese Rendzinen weisen einen unausgeglichene Wasserhaushalt auf und neigen zu Austrocknung (SEMMELE 1993: 51). Die Exposition und die Neigung begünstigen und verstärken diese Umstände. Die flachgründigen Rendzinen sind bezeichnende Bodenbildungen unter der seltenen, xerotoleranten (trockenheitsertragenden) Vegetation, wie sie im Untersuchungsgebiet vorhanden ist. Der Kalkmagerrasen (*Inuletum ensifoliae*) gedeiht vornehmlich und faßt ausschließlich gebunden an diesen Bodentyp. Ändern sich die Bodenparameter, verarmt auch die Pflanzengesellschaft an den für sie kennzeichnenden, charakteristischen Arten bzw. es kommen rasch andere Arten hinzu. Auf das Verhältnis von Bodenparametern und Vegetation wird in Kapitel 7 näher eingegangen.

4.4.6 Aufschluß Pi-MA-11

Der Aufschluß Pi-MA-11 wurde angelegt, um den Standort der pleistozänen Flugsande auf der Hochfläche der Erhebung genauer zu charakterisieren. Wie schon gezeigt wurde, spielen die Sande eine erhebliche Rolle, vor allem in der Korngrößenzusammensetzung der besprochenen Profile. Der Standort wurde außerdem genauer untersucht, um die Herkunft der dominierenden Mittelsandfraktion in den Bodenarten zu belegen. Das Profil befindet sich im ebenen Kulminationsbereich – d.h. im Scheitelpunkt – der Erhebung. Es charakterisiert den Bereich, in dem die pleistozänen Sande ihre größte Mächtigkeit erreichen (LESER & POTSCHEIN 1997: 24). Da der Aufschluß auf der Verebnung liegt, entfallen Angaben zu Neigung, Exposition und Wölbung. Das Mikrorelief ist wellig und durch Dünen unterschiedlicher Größe geprägt. In der Vegetation dominieren Kiefern (Mittelwald), die auf diesem nährstoff- und wasserarmen sowie sauren Standort gut gedeihen.

Die Humusauflage am Standort wird durch einen rohhumusartigen Moder gebildet, welcher vorzüglich in seine einzelnen Lagen zerteilbar ist (L/Of/Oh). Die Mächtigkeit der Auflage beträgt etwa 4 cm, wobei der Oh-Horizont filmartig dem darunter liegenden Ah(e)-Horizont aufliegt. Eine Durchmischung mit dem Mineralboden fehlt weitestgehend. Die Humusauflage besteht fast ausschließlich aus der schwer zersetzbaren Nadelstreu der Kiefer, erzeugt eine stark saure Reaktion und besitzt ein sehr weites (ungünstiges) C/N-Verhältnis (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 451).



Foto26: Aufschluß Pi-MA-11

Der Ah(e)-Horizont ist nicht sehr humos, was auf das Fehlen des wühlenden und bodenvermischenden Edaphons zurückzuführen ist. Der Horizont ist stark gebleicht und zeigt eine graue Färbung (Abb. 33 und Foto 26). Das gesamte Profil ist bis zu seiner Basis kalkfrei. Der Ah(e)-Horizont zeigt eine stark saure Reaktion (pH 3,5), welche schon im ökologisch bedenklichen Aluminiumpufferbereich liegt. Auch die pH-Werte der nach unten folgenden Horizonte weisen eine saure Reaktion auf. Durch die saure Reaktion im Oberboden ist eine Verlagerung von Eisen und Aluminium zusammen mit organischen Stoffen gegeben. Die Verlagerung kann nur bei saurer Reaktion stattfinden, weil Nährstoffmangel den mikrobiellen Abbau der organischen Komplexbildner hemmt. Zusammen mit den niedermolekularen Huminstoffen (hoher Anteil an Fulvosäuren) werden die metallorganischen

Komplexe (Chelate) aus dem Oberboden ausgewaschen und lagern sich vermutlich durch eine Erhöhung des pH-Wertes im Unterboden an. Initiale Podsolierung, wie sie im untersuchten Profil vorliegt, bewirkt oft zunächst den Abbau metallorganischer und oxidischer Hüllen und damit eine Bleichung der Mineralkörner im Oberboden (Kornpodsoligkeit) (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 457, 458). Dieser in Bildung begriffene Eluvialhorizont zeigt ein Einzelkorngefüge und geht nach unten in unscharfer Ausprägung in einen Bh-Horizont über. Dieser Horizont ist durch eine beginnende Huminstoffeinwaschung aus dem Oberboden bzw. aus der Humusauflage gekennzeichnet (Illuvialhorizont). Entlang von ehemaligen Wurzelbahnen zeigt dieser Horizont gebleichte Bereiche (Foto 27). Die Farbe kann aufgrund

des eingewaschenen Humus als graubraun beschrieben werden. Der B-Horizont weist eine auffällige Fleckung auf (Foto 27), die bei Podsolen laut SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002: 500) häufig zu beobachten ist.



Foto27: gebleichte Bereiche entlang ehemaliger Wurzelbahnen

Unter dem B-Horizont folgt in eine Tiefe bis 130 cm ein ilCv-Horizont, welcher die typisch sandige Färbung besitzt. Die Lagerungsdichte ist – wie auch im gesamten Profil – sehr gering (Ld1 nach AG BODEN 1994: 126). Der Horizont zeigt im unteren Teil mehrere, im Vergleich zur vorherrschenden Bodenart (Ss) stark tonige, rötlichbraune Bänder (Foto 28). Die Bodenart in diesen schmalen Bereichen wird als schwach toniger Sand (St2) bezeichnet. Die kleinräumige Differenzierung des Substrates mutet an, als wäre die Schichtung der Sande durch die tonhaltigen Bänder nachgezeichnet. Es besteht also die Frage, ob die Bänderung pedogenen oder geogenen Ursprunges ist. AHL & MEYER (2001: 463) haben Böden gefunden, welche in bestimmten Horizonten eine Ton-Disproportionierung durch Tonbänder bzw. Tonlamellen zeigen. Auch SEMMEL (1996b: 256) fand bei

Flugsanden, die eine Mächtigkeit von etwa 80 cm überschreiten, eine Tonbänderung im unteren Teil des Profils.

Im Ablauf der Bodenbildungsprozesse kommt es nach AHL & MEYER (2001: 463) meist schon sehr frühzeitig – als Folge einer ständigen Perkolation von Sickerwasser – zu einer Segregation des Tons. Der Ton haftet nach Meinung der Autoren im sandigen Substrat auf den gröberen Körnern. Nach einem kurzen Transport von Millimetern bis zu Dezimetern kommt es zur

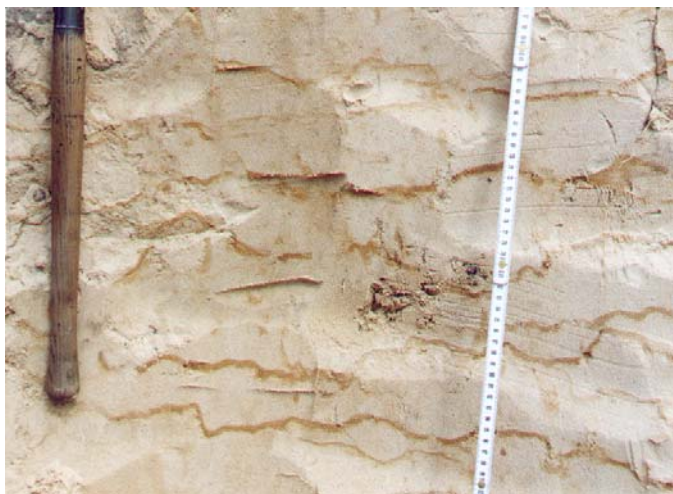


Foto28: tonige Bänder im ilCv-Horizont (Pi-MA-11)

Wiederabscheidung des Tons in Form von Bändern oder besser Lamellen. Dabei findet mit Blick auf das Sedimentpaket weder eine Anreicherung noch eine Verarmung der in ihr enthaltenen Tonmenge statt, sondern nur eine Umverteilung im Schichtpaket. Innerhalb der Matrix (hier ilCv-Horizont) bilden sich in vertikaler Folge Lamellen mit Verarmung an Ton und solche mit Tonanreicherung heraus. Letztere sind

aufgrund ihrer Eisenoxid-Umhüllung der Tonteilchen rötlichbraun gefärbt (AHL & MEYER 2001: 463). Voraussetzung für die Umverteilung des Tons ist in einem primären Fehlen von Erdalkali-Carbonaten zu sehen. Diese Bedingungen sind für den untersuchten Standort erfüllt.

Ton-Disproportionierungen entwickeln sich relativ schnell und stehen am Anfang bodengenetischer Teilprozesse. Allgemeine Regeln, die eine generelle Dicke der Lamellen und ihrer Abfolgedichte beschreiben, lassen sich nur sehr schwer aufstellen. AHL & MEYER (2001: 463) kommen zu dem Schluß, daß in tonarmen Sanden die Lamellen höchstens Bleistiftstärke erreichen und etwa einen Abstand von ca. 10 cm aufweisen. Einen wesentlichen Einfluß auf die Form der Lamellierung übt die präpedogene Schichtung der Sedimente aus. Tonlamellen entstehen oft an strukturellen Grenzen.

Für das bearbeitete Profil bedeutet dies, daß die Schichtungsstruktur der Flugsande nachgezeichnet wird. Solche Grenzen sind nach AHL & MEYER (2001: 463) im frisch abgelagerten Sediment oft nicht oder nur undeutlich zu erkennen. Sie werden erst im Zuge der pedogenen Ton-Umverteilung deutlich. Damit beantwortet sich die Frage, ob eine solche Struktur den pedogenetischen Prozessen zuzuordnen sei, oder ob es eine geogene, d.h. durch unterschiedliche Ablagerung begründete Ursache für dieses Phänomen gibt. Die Bänder zeichnen in ihrer über mehrere Meter horizontalen Durchgängigkeit die Schichtung der Sande nach. Für das untersuchte Profil können die Ausführungen als schlüssig gelten, da im Profil kein Horizont vorhanden ist, aus dem größere Mengen an Ton hätten ausgewaschen werden können. Die Form der Bänder verbietet es außerdem, an eine Bänderung durch Einwaschung aus hangenden Schichten bzw. Horizonten zu denken.

Die Korngrößenanalyse zeigt im gesamten Profil einen enorm hohen Sandgehalt (Tab. 6). Die Mittelsandfraktion tritt dabei am Gesamtandgehalt der Proben in allen Horizonten sehr stark hervor. Die Summenkurve in Abbildung 34 verdeutlicht diese Tatsache mit ihrem steilen Anstieg im Mittelsandbereich sehr eindrucksvoll. Gefolgt wird sie von der Fraktion des Feinsandes. Der Grobsandgehalt weist, wie auch die anderen Korngrößen, extrem kleine Anteile an der Gesamtbodenart auf. Mit diesem Profil wurde die Herkunft der dominierenden Mittelsandfraktion, die auch den bestimmenden Anteil des Sandgehaltes anderer Proben ausmacht, belegt. Vermutlich waren die kaltzeitlichen Terrassen der Nida das bevorzugte Auswehungsgebiet für die pleistozänen Sande. Auch bei den fluvialen Sanden, welche als Reste in den Unterhangpositionen erhalten sind, liegt das Maximum im Mittelsandbereich. Eine Trennung dieser Sande erfolgt mit Hinblick auf die Landschaftsgenese im Untersuchungsgebiet. Für die Hochfläche der Erhebung und für die Hänge ist wohl von verlagertem Flugsand auszugehen (mattierte Oberflächen der Körner und charakteristische Zurundung). In den Unterhangbereichen sind fluviale Sande als Terrassenreste der Nida überliefert (LESER & POTSCHIN 1997: 24; OSTASZEWSKA 1999: 99, 101 und TSERMEGAS et al. 2000: 41).

Tab.6: Bodenarten und Mittelsandgehalt im Profil Pi-MA-11

Probennummer	Profil	Horizont	Bodenart	Mittelsand %	Sand gesamt %
PiMD-04/06	Pi-MA-11	Ah(e)	Ss	83	98
PiMD-04/07	Pi-MA-11	Bh	Ss	73	90
PiMD-04/08	Pi-MA-11	ilCv	Ss	88	95

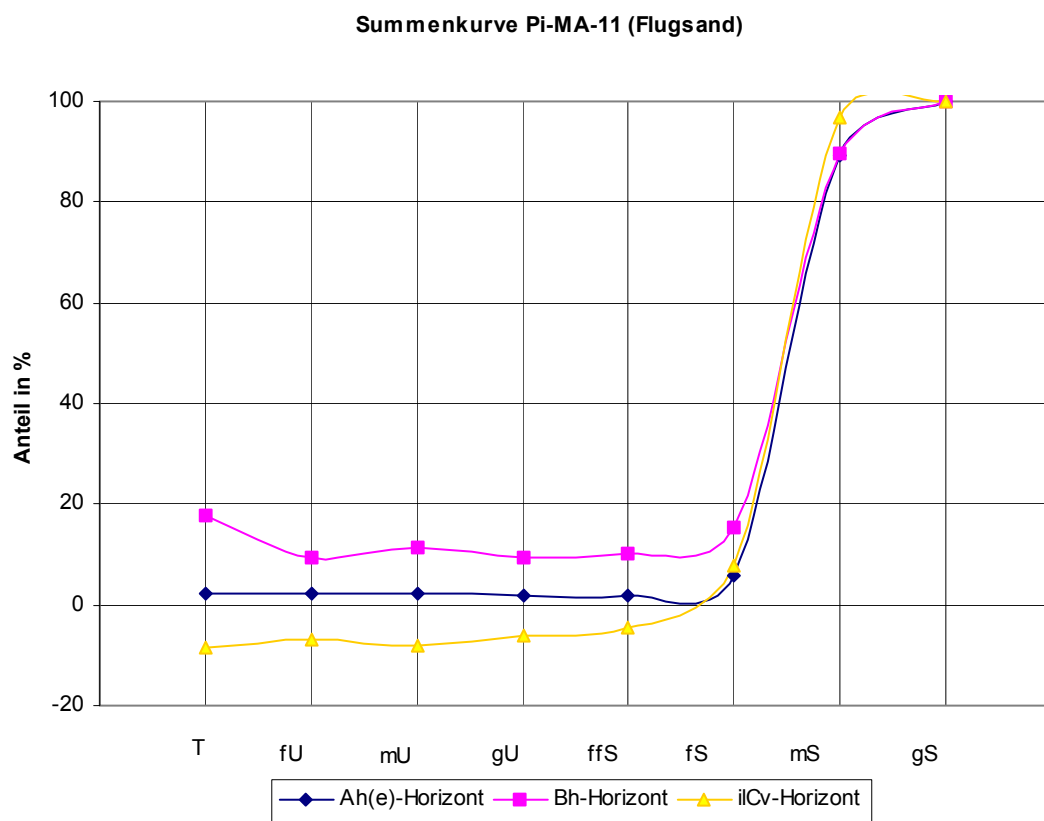


Abb.34: Korngrößenverteilung im Profil Pi-MA-11 (Summenkurven; Flugsand)

5 Zusammenfassung der Geländebefunde und quartäre Landschaftsgenese des südwest-exponierten Hanges der Erhebung von Pińczów

Ausgehend vom präquartären Relief der Erhebung fand durch periglaziale Prozesse im Pleistozän und durch vom Menschen ausgelöste Prozesse im Holozän eine beträchtliche Überformung der Erhebung bzw. des südwest-exponierten Hanges der Erhebung statt. Die vorherrschenden Substrate bestehen sowohl aus kreidezeitlichem Mergel, welcher sehr tonig ausgeprägt ist, als auch aus miozänem Kalkstein in den oberen Hanglagen. Das Ausgangsgestein bzw. das Ausgangssubstrat der Bodenbildung liegt fast ausschließlich in verwitterter Form an der Oberfläche vor. Eine Lößakkumulation ist auf dem südwest-exponierten Hang der Erhebung nicht nachweisbar, da sich der Hang in der Luv-Lage der aus Westen kommenden Winde befindet (vgl. dazu CHLEBOWSKI & LINDNER 1999: 39).

Einen erheblichen Einfluß auf die Landschaftsgenese übt aber der äolisch eingetragene Sand aus, welcher in großer Mächtigkeit auf der Verebnung des Hügels zur Ablagerung kam. Durch aquatische Umlagerung und Erosionsprozesse ist dieser Sand auch auf dem Hang nachweisbar. Dort hat er sich vorzugsweise in Dellen und kleinen Tälchen schwemmfächerartig akkumuliert und erreicht teilweise große Mächtigkeiten. Der Flugsand von der Dünenlandschaft der Hochfläche ist aber auch in den Bodenarten der Profile an den Mittel- und Oberhängen der Erhebung anzutreffen.

In den Unterhangbereichen sind Reste fluvialer Sande der Nida erhalten. Sie sind meist Bestandteil von Schuttdecken oder von kolluvial verlagertem Material. Die fluvialen Sande sind nur noch in wenigen Bereichen als Terrassenreste der Nida erkennbar (z.B. Unterhang der Catena südwest-exponierter Hang 4).

Die Hänge der Erhebung sind meist durch pleistozän entstandene Solifluktionsschuttdecken geprägt. Der Solifluktionsschutt der miozänen Kalksteinstufe zieht dabei an einigen Stellen nachweislich über den oberen Bereich des kreidezeitlichen Mergels hinweg (z.B. Catena südwest-exponierter Hang 3 und 4).

An den Unterhängen der Erhebung von Pińczów schließt sich ein Solifluktionsschutt an, der aus dem kreidezeitlichen Mergel besteht und bis hinein in die Tiefenlinien reicht. Die auftretenden Substrate sind stark durch anthropogene Eingriffe, vor allem durch die lang währende Beackerung differenziert. Im westlichen Teil der Erhebung weisen die Hänge eine größere Neigung gegenüber dem östlichen Teil auf. Dadurch konnten periglaziale Prozesse, aber auch holozäne Bodenerosion besser wirksam werden. Aus diesen Gründen liegt eine höhere Diversität an Substraten und Bodentypen vor.

Der westliche Teil der Erhebung ist zum Beispiel viel stärker durch umgelagerte Flugsande geprägt als der östliche Teil. In den Einschnitten, die den südwest-exponierten Hang gliedern, existieren durch die leichte Abspülbarkeit der Sande mächtige Akkumulationen. In diesen Bereichen bildet der Sand das Ausgangsmaterial der Bodenbildung. Es sind meist Kolluvisole aus umgelagerten Flugsanden entwickelt.

In den steilen Hangpositionen konnte die Erosion aufgrund der landwirtschaftlichen Tätigkeit besonders gut ansetzen. Erst durch die menschlichen Eingriffe entsteht ein Oberflächenabfluß, welcher den Abtrag von Bodenmaterial ermöglicht (BORK & FRIELINGHAUS 1997: 83). Diese Bodenerosion hat nach Meinung dieser Autoren einen Verlust durch Austrag von organischer Substanz und Pflanzennährstoffen zur Folge und führt zu größerer Heterogenität des Bodenmosaiks. Das tatsächliche Ausmaß und der Ablauf der Bodenerosion ist nach SEMMEL (1996: 255) auf mitteleuropäischen Kalksteinhängen schwer zu beurteilen. Bekanntlich tragen viele dieser Hänge, wie auch das Untersuchungsgebiet, flachgründige Rendzinen. Es stellt sich daher die Frage, ob die Kalkstein-Rendzinen natürliche Böden oder vielmehr als das Ergebnis anthropogener Bodenerosion anzusehen sind.

SEMMEL (1996: 256) stellt Untersuchungen aus dem Muschelkalkvorkommen des Fulda-Werra-Berglandes vor und kommt zu dem Schluß, daß vor der Bodenerosion eine Verbreitung von geringmächtigen „Terra fusca-Parabraunerden“ sehr wahrscheinlich war. Der Akkumulation des Kolluviums in den Unterhangbereichen ging eine Bodenerosion voraus, die bei dem von ihm bearbeiteten Gebiet zu einer Erosion des Deckschutttes führte. Aus diesen Befunden heraus sind nach Semmels Meinung viele der flachgründigen Rendzinen keine natürlichen Standorte, sondern Bildungen anthropogener Bodenerosion. Ähnliche Zusammenhänge werden für das Untersuchungsgebiet vermutet, da eine Beackerung bis hinein in die steilsten Hangbereiche durch das Auftreten reliktsicher Ap-Horizonte nachweisbar ist.

POTSCHIN, WAFFENSCHMIDT & WEISSER (2000: 186) geben für das Untersuchungsgebiet (westlicher Teil der Erhebung) die Anfälligkeit der Standorte für Bodenerosion durch Wasser und Wind an (Abb. 35). Danach liegt die höchste Erosionsgefährdung durch Wasser in den steilen und etwas weniger steilen Hangpartien der Erhebung. Die Erosion ist nach POTSCHIN, WAFFENSCHMIDT & WEISSER (2000: 186) nicht nur abhängig von der Bewirtschaftungsart der Hänge, sondern auch vom Gehalt der organischen Substanz des Oberbodens, des Bodentyps und der Bodentiefe. Gerade aber am südwest-exponierten Hang der Erhebung stellt die aktuelle landwirtschaftliche Nutzung die wichtigste Ursache erosionsgefährdeter Flächen dar. Die Aussagen der oben genannten Autoren können durch eigene Untersuchungen bestätigt werden und veranschaulichen die höchste Anfälligkeit für Bodenerosion in den zum Teil immer noch intensiv ackerbaulich genutzten, steilen Hangbereichen.

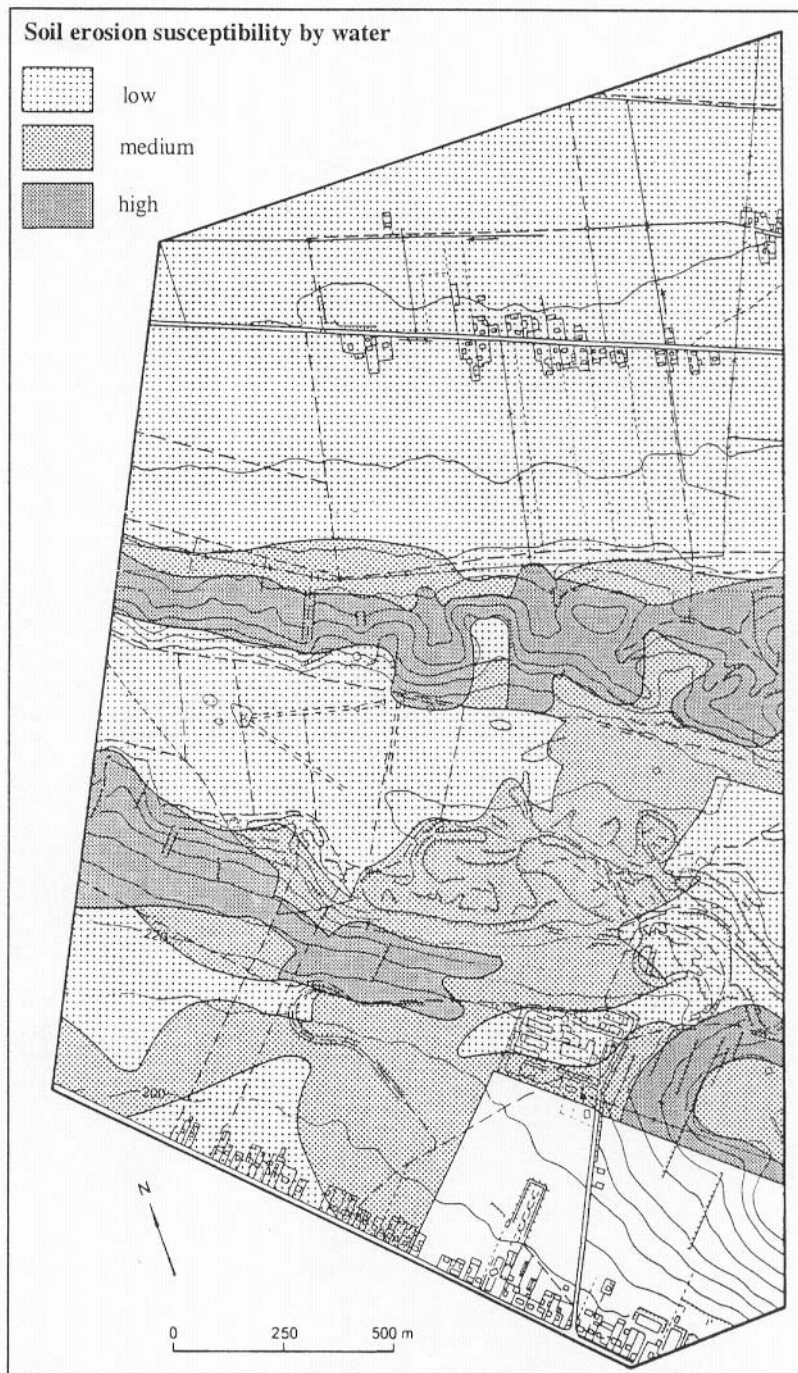


Abb.35: Anfälligkeit für Bodenerosion durch Wasser im Untersuchungsgebiet

Der Forst im Untersuchungsgebiet dämpft generell das Risiko für Erosion, die durch Wasser initiiert wird (Abb. 36). Besonders hoch ist die Schutzwirkung des Waldes am steilen nordost-exponierten Hang der Erhebung, wo der Wald (*Tilio-Carpinetum*) den stark erosionsgefährdeten, löblehmreichen Standort konserviert. Auch das Areal der mit einem Kiefernforst bestandenen pleistozänen Flugsande weist eine mittlere Schutzwirkung gegenüber einem Bodenabtrag auf. POTSCHIN, WAFFENSCHMIDT & WEISSER (2000: 186) stellen aber heraus, daß eine Erosionsgefährdung solcher Gebiete stark ansteigen würde, falls auf den Flächen Ackerbau betrieben werden sollte. Ein besser angepaßtes Nutzungskonzept, vor allem

an den Hängen, würde sicher positive Auswirkungen auf eine potentielle Gefährdung bestimmter Flächen hinsichtlich der Erosion ausüben.

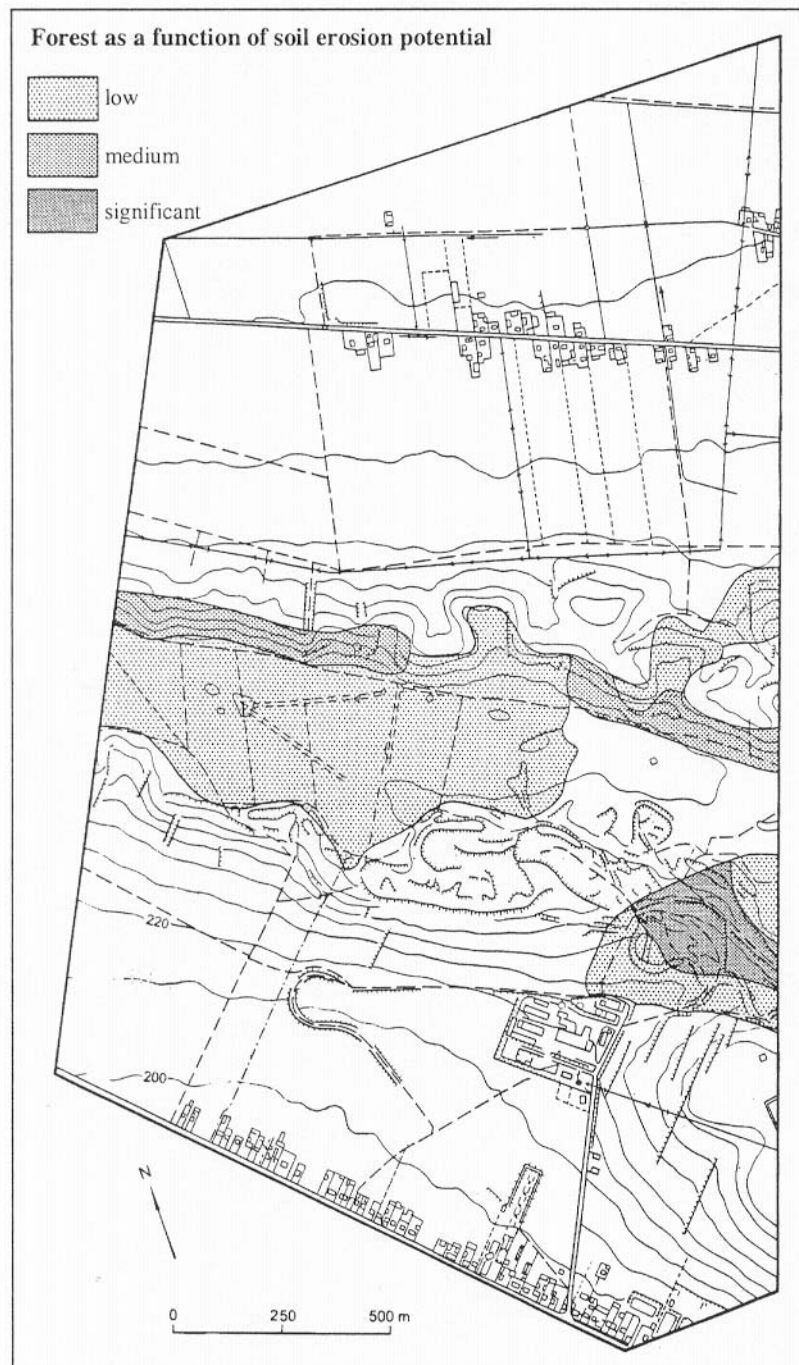


Abb.36: Funktion des Waldes für die Verhinderung von Bodenerosion durch Wasser

Die Gefährdung, die sich durch eine Winderosion ergibt, weist ein völlig anders geartetes Mosaik der Anfälligkeit auf. Hier sind besonders die Bereiche gefährdet, die eine Sandbedeckung tragen bzw. einen hohen Anteil an Sand in den Bodenarten aufweisen (Abb. 37). Maßgeblich davon betroffen sind das sandbedeckte Plateau, einige Bereiche der Hänge und die sandigen Tiefenlinien im Norden und Süden der Erhebung. In der Abbildung 37 kommt

sehr deutlich die Verbreitung der Sande am südwest-exponierten Hang der Erhebung zum Ausdruck. Es handelt sich hierbei um ein oben beschriebenes Dellentälchen, welches mit verlagertem Sand vom Plateau gefüllt ist. Die steilen Hänge dagegen haben ein sehr vermindertes Risiko gegenüber der Winderosion (POTSCHIN, WAFFENSCHMIDT & WEISSER 2000: 186).

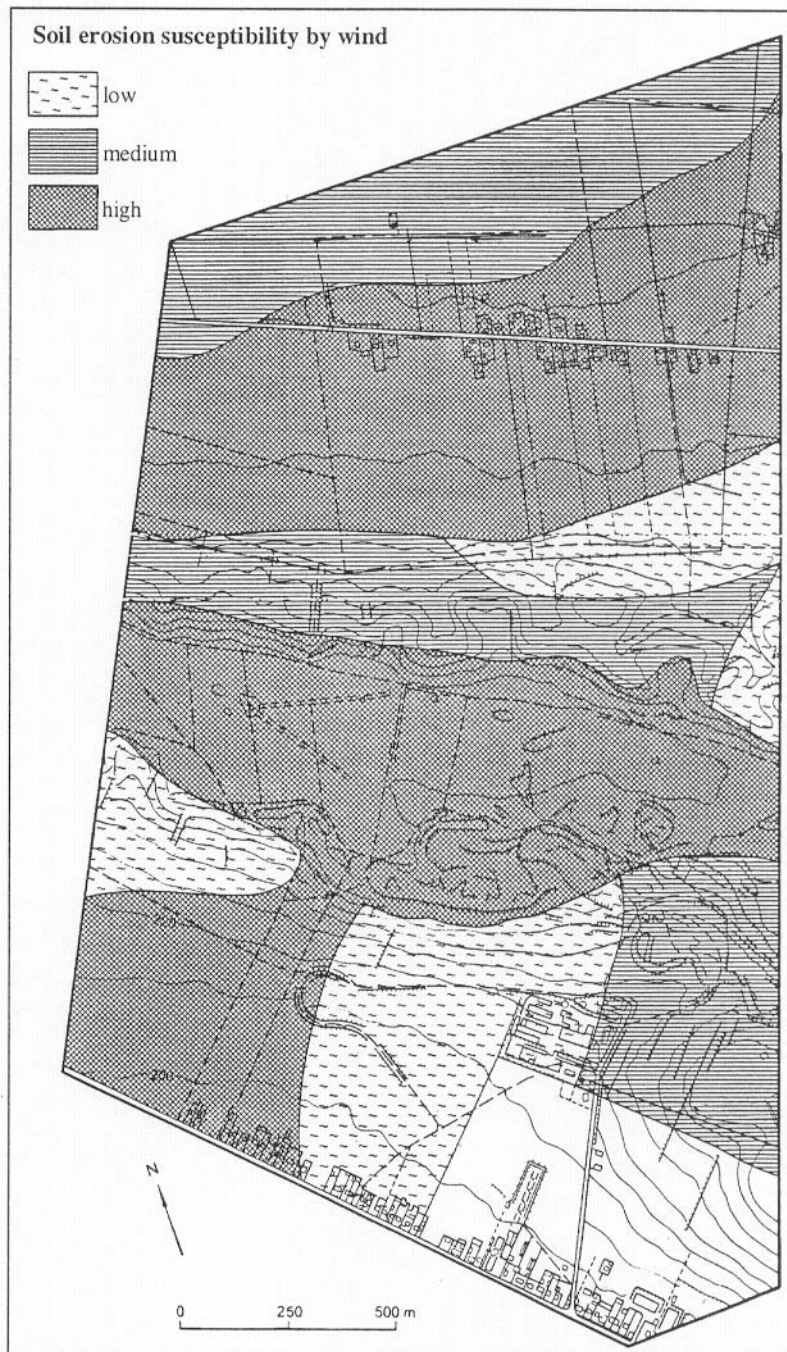


Abb.37: Anfälligkeit für Bodenerosion durch Wind im Untersuchungsgebiet

Auswirkung der beschriebenen Erosion durch Wasser ist der Wechsel von Abtragungsgebieten und Akkumulationsgebieten. Diese Bereiche sind an den Hängen zum Teil sehr divers verteilt. So sind die steilen Mittelhangbereiche teilweise stark durch Erosion geprägt und es kommt vor, daß der in situ anstehende Mergel die Oberfläche bildet (z.B. Catena südwest-exponierter Hang 1). In diesen Arealen muß von einem Fehlen der mit hoher Wahrscheinlichkeit ehemals vorhandenen Schuttdecke ausgegangen werden. An diesen Standorten sind extrem flachgründige Rohböden entwickelt, die nur einen initialen A-Horizont zeigen (Lockersyroseme aus anstehendem kreidezeitlichen Mergel).

In den steilsten Bereichen der Kalksteinhänge (Oberhänge) ist ebenfalls eine Erosion oder zumindest eine maßgebliche Verkürzung der Schuttdecke zu erwarten. OSTASZEWSKA (1999: 102) geht von einem generellen Fehlen der periglazialen Schuttdecke mit Beginn der Kalksteinstufe aus. Diese Annahme kann durch eigene Untersuchungen nicht bestätigt werden, da stellenweise, zumeist in weniger steilen Hanglagen, die Verbreitung eines Kalksteinschuttes als wahrscheinlich gilt. In den steilsten Bereichen allerdings, die sich kurz vor dem Scheitel der Erhebung befinden, sind die flachgründigen und trockenen Rendzinen mit großer Sicherheit direkt im Kalksteinzersatz entwickelt.

Trotz großer Hangneigung zeigen einige Profile im Mittel- und teilweise auch im Oberhangbereich eine kolluviale Überdeckung. Diese atypische Verbreitung des Solumsedimentes wurde bereits eingehend diskutiert und ist mit Sicherheit auf die jahrhundertelange, traditionell betriebene Landwirtschaft im Untersuchungsgebiet zurückzuführen. Begünstigend für dieses Phänomen wirken sich die extrem schmal parzellierten Ackerschläge aus. Durch Beackerung wird humoses Material vertikal und auch horizontal verlagert. Oft liegt ein kleinräumiger Wechsel von erosionsgeprägten Abschnitten und Bereichen vor, welche kolluvial überdeckt sind. Das Solumsediment stammt dabei immer von oberen Hangbereichen und zeigt sehr oft eine ähnliche Substratzusammensetzung wie tiefere Bereiche des selben Profils. Es kann daher geschlußfolgert werden, daß das Solumsediment in den meisten Fällen aus dem gleichen Schuttdeckenmaterial hervorgegangen ist, welches nun hangaufwärts fehlt.

Starke kolluviale Überprägung ist an den Unterhängen evident. Der kreidezeitliche Mergel wird in weiten Bereichen durch verschieden mächtiges Solumsediment bedeckt. Es sind hier Kolluvisole oder kolluvial überdeckte Pararendzinen ausgebildet. Besonders stark ist das Solumsediment im Unterhangbereich des östlichen Ausläufers der Erhebung (Catena südwest-exponierter Hang 4) durch eingearbeitete fluviale Sande geprägt. Sie werden als Terrassenreste der Nida gedeutet.

Der östliche Teil der Erhebung weist ein etwas anders gestaltetes Bodenmosaik auf. Dies liegt darin begründet, daß der Hang allgemein flacher ist und damit die Hänge eine nicht so große Neigung aufweisen. Die Kalksteinstufe ist wesentlich geringmächtiger ausgeprägt als im Westen der Erhebung. Periglaziale Prozesse, aber auch die vom Menschen initiierten Überformungen, besitzen eine erheblich geringere Intensität.

In den Unterhangbereichen sind ebenfalls Kolluvisole oder kolluvial überdeckte Pararendzinen über dem Schutt aus Mergel entwickelt. Die Schuttdecken aus Mergel im Unterhangbereich und die Schuttdecken aus Kalksteinmaterial in oberen Hangpositionen sind aufgrund der geringeren Hangneigung besser erhalten als im Westteil der Erhebung. Auch hier gibt es Standorte im Bereich des kreidezeitlichen Mergels, die von einer Schuttdecke aus Kalkstein überdeckt werden (Catena südwest-exponierter Hang 4).

Das die Schuttdecken überlagernde Solumsediment reicht bis in Mittelhangpositionen und zeigt einen hohen Sandgehalt der Bodenarten im Unterhangbereich und einen mäßigen Sandgehalt in den Bodenarten im Mittelhangbereich. Im Unterhangbereich sind die Sandgehalte auf die Terrassenreste der Nida zurückzuführen. Die Sande in den Mittelhangpositionen stammen vermutlich von der sandbedeckten Hochfläche.

Sehr stark erodierte Standorte, in denen beispielsweise der anstehende Mergel an die Oberfläche tritt, konnten nicht beobachtet werden.

Auf den schwach geneigten Hängen des Ostteils der Erhebung wird immer noch traditionell Ackerbau betrieben, wohingegen die steileren Bereiche faßt ausnahmslos einer Grünlandnutzung unterliegen.

Auf dem Plateau der Erhebung lagerten sich ebenfalls wie im westlichen Teil pleistozäne Sande ab, die aber eine geringere Mächtigkeit besitzen und nach Osten sogar gänzlich austreichen. Vermutlich liegt das Liefergebiet zu weit entfernt von der Erhebung. Im Gebiet der Flugsande sind je nach Dynamik des Standortes Regosole, Braunerden oder Podsole entwickelt.

Auf der Hochfläche der östlichen Erhebung sind bis zu 60 cm mächtige humose Substrate erhalten. Diese Horizonte entstanden durch tiefes Pflügen (Rigolen). Die Bereiche der pleistozänen Sande werden auch wie im Westteil der Erhebung nicht beackert. Sie liegen entweder brach oder tragen einen Kiefernforst.

Zusammenfassend kann man für das Untersuchungsgebiet einen kleinräumigen Wechsel verschiedener Ausgangssubstrate der Bodenbildung ausweisen. So gibt es ein dichtes Nebeneinander sowohl von kalkfreiem Flugsand, der sich, wie wir gesehen haben, in den unterschiedlichsten Positionen befinden kann, als auch von Verwitterungsdecken des Kalksteins. Daneben existieren Schuttdecken, die aus beiden Substraten gleichermaßen bestehen. In wenigen Fällen liegen in diesen Schuttdecken Parabraunerdebildungen bzw.

Phäno-Parabraunerdebildungen vor. Ein wenig differenziert werden diese Befunde im Gelände durch das unregelmäßige Auftauchen des Lösungsrückstandes des Kalksteins. Der Residualton konnte nur an wenigen, erosionsfernen Standorten nachgewiesen werden. Anhand der Geländebefunde konnte gezeigt werden, daß das Untersuchungsgebiet sehr stark durch die Eingriffe des Menschen geprägt ist. Besondere Auswirkungen hat eine oft unangepaßte Nutzung, die sich vor allem in der Vergangenheit durch verstärkte Bodenerosion und damit entstandener verkürzter Profile im Mittel- und Oberhangbereich ausdrückt (z.B. in situ anstehender Mergel im Mittelhangbereich).

6 Exkurs: Zur Anwendbarkeit der Klassifikation periglazialer Lagen im Untersuchungsgebiet

Für die Anwendung einer Klassifikation der periglazialen Lagen erscheint es erst einmal notwendig, Klarheit in die verschiedenen Begriffsvorstellungen zu bringen, welche hinsichtlich dieser Thematik existieren. ALTERMANN (1993: 827) stellt in diesem Zusammenhang eine Parallelisierung verschiedener Nomenklaturen auf. So werden die Lagen nach SEMMEL (1968) in Basisschutt, Mittelschutt und Deckschutt gegliedert. Eine Bezeichnung, welche dieser ähnlich ist, unterteilt die Lockergesteinsdecken in Basissediment, Mittelsediment und Decksediment. Nach dem vorhandenen Merkmalskatalog der Bodenkundlichen Kartieranleitung (AG BODEN 1994) und der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (AK BODENSYSTEMATIK 1998) findet eine Unterteilung in Basislage, Mittellage und Hauptlage statt. All diese Bezeichnungen beruhen auf etwa gleichen Vorstellungen zur Genese dieser Schichten und zeigen mit wenigen Abweichungen ähnliche diagnostische Merkmale im Gelände (ALTERMANN 1993: 826, SEMMEL 1994: 29). Die verschiedenen Begrifflichkeiten werden in der vorliegenden Arbeit zum Teil synonym verwendet.

Die anstehenden Gesteine des Untersuchungsgebietes (kreidezeitlicher Mergel und miozäner Kalkstein) sind nur in wenigen, ausgewiesenen Fällen direktes Ausgangssubstrat der Bodenbildung. Nach dem Konzept der periglazialen Lagen, wird der oberflächennahe Untergrund durch Lockergesteinsdecken repräsentiert, welche zumindest am Hang einer Umlagerung unterlagen. Es wird davon ausgegangen, daß die oberen Schichten dieser Lagen (Mittellage, sofern vorhanden, und Hauptlage) einen äolisch eingetragenen Anteil enthalten. Die Abgrenzung der verschiedenen periglazialen Lagen erfolgt auf Grundlage unterschiedlicher diagnostischer Merkmale im Gelände. Eine Übersicht über die wichtigsten Gliederungsmerkmale gibt Tabelle 7 .

Tab.7: Gliederungsmerkmale periglazialer Lagen und Lagenäquivalente im Untersuchungsgebiet

Bezeichnung der Lage	Diagnostische Geländemerkmale nach AG BODEN 1994: 356 und AK BODENSYSTEMATIK 1998: 178ff.	Lagen im UG
Hauptlage	Oberflächenbildende Verbreitung außerhalb holozäner Abtragung und Akkumulation i.d.R. 3-7 dm mächtig schluffhaltige /-reiche Feinerde äolisch bedingt bzw. beeinflusst im Mittelgebirge skelettreicher als LM bei fehlender LM markante Substratunterschiede zur LB	Hauptlagen-Äquivalent
Mittellage	im Berg- und Hügelland nur in erosionsgeschützten Positionen meist <5 dm mächtig schluffhaltige /-reiche Feinerde äolisch bedingt bzw. beeinflusst i.d.R. skeletärmer als LH markante Substratunterschiede zur LB häufig dichter als LH Solifluktuationsmerkmale	Mittellagen-ähnliche Bildung
Basislage	fast flächendeckend über von der Lagenbildung unbeeinflussten Gesteinen i.d.R. 2-10 dm mächtig stark schwankende Körnung, abhängig von unterlagernden oder in Nachbarschaft hangaufwärts vorkommenden Gesteinen (auch die Farbe) meist frei von äolischen Komponenten Kryoturbations- oder Solifluktuationsmerkmale Längsachsen des Skeletts meist in Hangrichtung eingeregelt	Basislagen-äquivalent

Das heterogene Auftreten verschiedener Substrate im Bereich des oberflächennahen Untergrundes und die starke anthropogene Überformung im Untersuchungsgebiet, erschweren den Versuch, die Lockergesteinsdecken in das deutsche Klassifikationssystem zu übertragen. Dennoch gibt es einige wenige Anhaltspunkte, die eine Ausweisung periglazialer Lagen möglich erscheinen läßt. Als wesentliches diagnostisches Merkmal zur Abgrenzung der Schuttdecken dient in der deutschen Klassifikation der Anteil äolischen Materials (Löß). Dieses Klassifikationskriterium fällt für eine Gliederung der Lagen am südwest-exponierten Hang der Erhebung aufgrund der fehlenden Lößkomponente aus.

ARTMANN & VÖLKE (1999: 467) beschreiben Profile, in denen eine Unterscheidung periglazialer Lagen aufgrund des fehlenden Lößeinflusses nur bedingt möglich ist. Da der Schluffgehalt durch Lößeintrag als wesentliches Gliederungsmerkmal entfällt, wird versucht, eine Abgrenzung anhand des Sandgehaltes vorzunehmen. Der Sand ist im jüngeren Pleistozän auf das Plateau der Erhebung verweht worden und findet sich auch in zum Teil erheblichem Gehalt in den Bodenarten der Hänge wieder. Die prozentual größte Kornfraktion bildet der Mittelsand (siehe Abb. 34). Das typische äolische Substrat im Untersuchungsgebiet stellt somit die Mittelsandfraktion dar und es wird versucht, anhand der Geländebefunde und der Korngrößenanalyse eine Abgrenzung der Lagen zu finden. Etwas schwierig gestaltet sich der Versuch allerdings dadurch, daß das Maximum des fluvialen Sandes der Nida ebenfalls im Bereich Mittelsand liegt. Eine Differenzierung der Sande erfolgt im Hinblick auf die Landschaftsgenese und verdeutlicht, daß es sich bei den Sanden im Unterhangbereich um Terrassenreste der Nida und auf dem Plateau um Flugsande handelt. Dabei ist nicht auszuschließen, daß die kaltzeitlichen Terrassen des Flusses nicht auch das Auswehungsgebiet der pleistozänen Flugsande darstellten (OSTASZEWSKA 1999: 99, 101; TSERMEGAS et al. 2000: 41).

Bei der Interpretation der Geländebefunde wird davon ausgegangen, daß im Gebiet Schuttdecken vorhanden sind (siehe Abb. 17-22). Die Schuttdecken des Kalksteins streichen dabei nachweislich an einigen Standorten über den kreidezeitlichen Mergel hinweg (z.B. Catena südwest-exponierter Hang 3 und 4). Dies ist nach SCHRAMM & RAU (1961: 91) ein eindeutiges Zeichen solifluidaler Umlagerung. Die Korngrößenzusammensetzung der Schuttdecken im Bearbeitungsgebiet besteht aus einem hohen Anteil an Schluff, Fein- und Mittelsand. Der Kalkstein im Untersuchungsgebiet verwittert schluffig und feinsandig. Aus diesem Grund entstehen feinsandige, schluffige Deckschichten an den Oberhängen. Eine Abgrenzung über den Skelettgehalt gestaltet sich ebenfalls schwierig, da in den Geländemerkmale keine deutlichen Unterschiede im Gehalt festgestellt werden konnten.

Vorausgesetzt, es entwickelten sich verschiedene Schuttdecken im Oberhangbereich, so wurden diese durch die menschliche Tätigkeit des Ackerbaus bzw. durch Beweidung und der damit verbundenen Überprägung stark beeinträchtigt. Am südwest-exponierten Hang der Erhebung existiert eine hohe Erosionsdynamik (siehe Abb. 35). Die Substrate der Oberfläche wurden durch Beackerung und infolge der starken Hangneigung durchmischt, abgetragen und umgelagert. An den Hängen entstand ein hochdiverses Mosaik von Erosionszonen und Akkumulationsgebieten. Die Eigenschaften der Schuttdecken wurden massiv durch quasinatürliche und anthropogene Prozesse überprägt. Es läßt sich somit nicht eindeutig sagen, ob es sich bei den Kalksteinschutten am Hang um basislagenäquivalente Bildungen handelt, oder ob davon auszugehen ist, daß Reste einer hauptlagenähnlichen Bildung erhalten

sind. Diese fehlt oft in holozänen Abtragungsgebieten (siehe Tab. 7). An den Mittelhängen existieren Bereiche, in denen von einem Fehlen der Schuttdecken auszugehen ist. Die Profile dort sind im situ anstehenden Mergel entwickelt. Auch die steilsten Oberhangbereiche tragen wohl kaum noch Schuttdecken in ihrer ursprünglichen Mächtigkeit.

ARTMANN & VÖLKELE (1999: 467) sowie andere Autoren (HEMPEL 1955: 48; SEMMEL 1991b: 11, 12) sehen in Karbonatgesteinen eine geringere morphologische Wirksamkeit der Bildung von Schuttdecken gegenüber kristallinen oder kieselig-mergeligen Gesteinen. Begründet wird die Annahme mit einer hohen Durchlässigkeit des Kalksteins und damit verbundener edaphischer Trockenheit. Ein weiterer wesentlicher Grund wird in der Feinmaterialarmut des Kalksteins vermutet. Die Wirkungen dieser Annahmen erschweren einen solifluidalen Transport erheblich und verhindern eine hohe Intensität dieser periglazialen Prozesse. KLEBER (1991: 809) erkennt, daß zum Beispiel die Hauptlage in Böden auf Karbonatgestein nicht sehr mächtig sei (<50 cm). Etwas kompensiert werden die Aussagen der vorgenannten Autoren aber dadurch, daß bedingt durch die Exposition, der südwest-exponierte Hang größere Auftautiefen als zum Beispiel der nordost-exponierte Hang erreichte. Mit Sicherheit war hier in Zeiten von ausreichendem Wasserangebot der active layer mächtiger als auf dem nordost-exponierten Hang der Erhebung. Die Hauptlagengenesse ist eng mit der Mächtigkeit der obersten Auftauschicht (active layer) verbunden. Auch aufgrund der Tatsache, daß ein Sockelbildner aus wasserundurchlässigem Gestein vorhanden ist, sollten periglaziale Prozesse grundsätzlich möglich gewesen sein.

An den Mittel- und Unterhängen sind Schuttdecken vorhanden, die aus dem anstehenden Mergel hervorgegangen sind. Wie bereits mehrfach erwähnt, stellt der Mittelsandgehalt die primäre äolische Komponente im Untersuchungsgebiet dar. Dieser äolische Mittelsand fehlt dem Schutt aus Mergel. In den Catenen zeigt dieser Solifluktionsschutt Bodenarten von Tu3 und Tu4 (Catena südwest-exponierter Hang 1, 2, 3). Im östlichen Teil der Erhebung besteht der Schutt aus reinem Ton (Tt) und enthält ebenfalls keine Sandkomponente. Aus diesen Befunden heraus wird hier die Bildung einer der Basislage ähnlichen Schicht vermutet. Die Schuttdecke konnte bis in Mittelhangpositionen nachgewiesen werden und wird dort hangaufwärts von einer Schuttdecke aus Kalkstein abgelöst. In einigen Profilen im Bereich des kreidezeitlichen Mergels existieren über dem Schutt reliktsche Ap-Horizonte, die einen deutlichen Sandgehalt in der Bodenart erkennen lassen. In diesen Bereichen wird von einer anthropogen überformten, hauptlagenähnlichen Bildung ausgegangen. Vielerorts sind die Ap-Horizonte aber bereits durch Erosion im Solifluktionsschutt aus Mergel entwickelt.

Das Profil Pi-MA-01 zeigt eine hauptlagenähnliche Bildung über einer als Mittellage interpretierbaren Schicht (siehe Kapitel 4.4.1). Bei dem untersuchten Profil handelt es sich um eine Phäno-Parabraunerde. Die Hauptlage (Ah-, Al-Horizont) weist einen sehr hohen Sandgehalt an der Gesamtbodenart auf (81%). Schluff und Ton treten in den Bodenarten deutlich zurück. Das Äquivalent der Mittellage besitzt auch einen hohen Gehalt an Sand in der Bodenart (70%), zeichnet sich aber durch einen Sprung im Tongehalt aus (25% gegenüber 10% in der Hauptlage). Die Mittellage ist mit wenigen Ausnahmen immer als Bt- oder Sd-Horizont entwickelt und zeigt oft Toncutane auf den Aggregatoberflächen (SEMMELE 1998: 67; KLEBER 1999: 365). Eine Auswaschung von Ton aus der Hauptlage läßt sich nach SEMMELE (2001: 561) durch die homogenen Tongehalte im Bt-Horizont der Mittellage ausschließen. Der Tongehalt der Mittellage ist geogen bedingt bzw. als in situ stattfindende Tonneubildung zu deuten (SEMMELE 2001: 561). Auch KLEBER (1991: 810) geht davon aus, daß die Bt-Horizonte in Mittellagen eine starke Eigendynamik aufweisen und durch Umverlagerung von Ton in der Schicht selbst gekennzeichnet sind. Aufgrund dieser – durch die Geländebefunde bestätigten – Annahmen wird ein Schichtwechsel zwischen Al- und Bt-Horizont vermutet. Der tonreiche und dichte Bt-Horizont wird deshalb als mittellagenäquivalente Bildung angesehen. Unter der Mittellage folgt ein weiterer Schichtwechsel, welcher zum verwitterten Kalkstein überleitet. Vermutlich handelt es sich hierbei um einen Kryoturbationsschutt aus Kalksteinzersatz. Diese Schicht kann wohl mit der Basislage gleichgesetzt werden (Äquivalent der Basislage). KLEBER (1997: 199, 200) findet in Kalkgesteinen der französischen Westalpen ähnliche Befunde einer dreiteiligen Schuttdecke. Diese von ihm vorgenommene Gliederung in obere, mittlere und basale Lage deckt sich weitestgehend mit den Befunden im Profil Pi-MA-01. Eine Abfolge aller drei Schuttdecken ist nach seinen Untersuchungen auf flache Geländepositionen beschränkt und kann für das untersuchte Profil ebenfalls bestätigt werden.

Der in einigen wenigen Profilen gefundene Kalksteinbraunlehm (M40, M56/M57, Profil Pi-MA-03) zeigt Bodenarten von T1 bis Ts3 und enthält immer eine äolische Komponente, die vorwiegend aus Mittelsand besteht. Schenkt man FIEDLER & HOFFMAN (1991: 67) Glauben, so handelt es sich bei dem Kalksteinbraunlehm um die einer Mittellage ähnlichen Bildung. Die Autoren beschreiben Profile über Muschelkalk im Thüringer Becken und gliedern die Schuttdecken dort in ein von äolischem Eintrag unbeeinflusstes Basissediment und ein Mittelsediment, welches ihrer Meinung nach durch den Residualton gebildet wird und äolische Anteile enthalten soll. Ein Decksediment wird in dem untersuchten Profil nicht beschrieben. KLEBER (1991: 809) geht mit diesen Betrachtungen nicht konform und nimmt an, daß der Verwitterungsrest des Kalksteins oft in die Basislage inkorporiert sei. Diese Aussage kann der Autor mit den Befunden der untersuchten Standorte nicht bestätigen. Oft folgt im Untersuchungsgebiet unter dem Kalksteinbraunlehm ein Schutt, welcher vermutlich als basislagenäquivalente Bildung anzusehen ist. Über dem Kalksteinbraunlehm folgt meist ein

Schutt, welcher einen sehr hohen Sandgehalt aufweist (Mittelsand) und mit großer Sicherheit als hauptlagenäquivalente Bildung verstanden werden kann.

Die oberste Schicht der mächtigen pleistozänen Flugsande auf dem Plateau der Erhebung kann nach SEMMEL (2002: 172) als Hauptlagenäquivalent bezeichnet werden, da eine der Hauptlagengenese ähnliche Bildungszeit in der Jüngeren Dryas angenommen wird. SEMMEL (2002: 172) beschreibt Flugsandprofile, in denen die Hauptlage eine erstaunlich konstante Mächtigkeit zwischen 50 und 60 cm aufweist. Stratigraphisch sollte im Gebiet der erosionsfernen Hochfläche ein Schutt folgen, welcher nach AG BODEN (1994: 365) einer Mittellage entspricht. In den Sanden läßt sich dies aufgrund einer einheitlichen Bodenart, die im gesamten Profil vorherrscht, nicht ableiten. Für diese gänzlich im Flugsand entwickelten Profile erscheint eine Gliederung nach bestehendem Merkmalskatalog nicht sinnvoll. Besser erscheint dem Autor hier von Perstruktionszonen im Sinne von KOPP (1970a: 57; 1970b: 269) auszugehen.

Für eine Parallelisierung von Bodentypen der deutschen und polnischen Klassifikation sei auf KOWALKOWSKI & FILIPINSKI (1997: 305ff.) verwiesen, die einen Vergleich beider Klassifikationssysteme anstreben. Diese Autoren kommen zu dem Schluß, daß realistische Möglichkeiten bestehen, eine Parallelisierung der verschiedenen Klassifikationen vorzunehmen. Die polnische basiert ähnlich der deutschen Klassifikation auf genetischen Aspekten und differenziert nach einem hierarchischen System. Es existieren viele Gemeinsamkeiten, die einen Vergleich beider Systeme vereinfachen und als sinnvoll erscheinen lassen (MARCINEK 1997: 290). Dies ist für ein besseres Verständnis auf bilateraler Ebene nicht von der Hand zu weisen.

7 Standortcharakteristik und edaphische Eigenschaften im Bereich des Kalkmagerrasens *Inuletum ensifoliae*

Die seltene Pflanzengesellschaft des Kalkmagerrasens im Untersuchungsgebiet konnte sich nur aufgrund bestimmter Voraussetzungen entwickeln und erhalten. So ist der Oberhangbereich, auf dem sich die Pflanzengemeinschaft befindet, wie in den Geländebefunden gezeigt werden konnte, stark durch quasinatürliche und zusätzlich anthropogen ausgelöste Bodenerosion gekennzeichnet. Es existieren extrem flachgründige und kurze Profile.

Eine gravierende Störung des Standortes trat durch den lang andauernden Kalksteinabbau auf. Auch eine Beweidung der steilen Oberhänge der Erhebung ist zu vermuten. All diese Ursachen ließen einen Extremstandort entstehen, auf dem sich die kalkliebende und xerotolerante Vegetationsgemeinschaft etablieren konnte. Betrachtungen zur Vegetationsgeschichte und Möglichkeiten der Ausbreitung der arealfremden Pflanzengesellschaft werden nachstehend in Kapitel 8 angestellt.

Die edaphischen Verhältnisse und die Standorteigenschaften der flachgründigen und steinigen Rendzinen, auf denen sich der Kalkmagerrasen bis heute erhalten hat, werden im folgenden Abschnitt exemplarisch vorgestellt. An den von der Erosion geprägten Oberhangpositionen ist das Ausgangsgestein der Bodenbildung maßgeblich verantwortlich für die bestimmenden Eigenschaften des oberflächennahen Untergrundes. Ein charakteristisches Bodenprofil für diesen Standort zeigt der Aufschluß Pi-MA-10 (siehe Kapitel 4.4.5).

So ist zum Beispiel der hohe Carbonatgehalt der Rendzinen verantwortlich für die Ausprägung der Vegetation in Form kalkliebender bzw. kalktragender Pflanzen. Der Carbonatgehalt beträgt im Oberboden der geringmächtigen Rendzinen 70%. Das ist ein extrem hoher Wert, der nicht in allen untersuchten Profilen in diesem Maß auftritt (siehe Kapitel 4.4; Tab. 8). Entscheidend für diesen hohen Gehalt ist hier die Nähe zum Ausgangsgestein der Bodenbildung sowie der hohe Skelettanteil im Profil (siehe Kapitel 4.4.5). Der Name Rendzina ist ein Begriff, der von polnischen Bauern stammt und das Rauschen des Pfluges beschreibt, das durch die vielen Steine im Oberboden ausgelöst wird (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 492). Im Untergrundhorizont der Rendzina beträgt der Carbonatgehalt, der mit dem SCHEIBLER- Calcimeter ermittelt wurde, 75%. Die beiden Horizonte können somit als extrem carbonatreich eingestuft werden (AG BODEN 1994: 110). In der Regel liegen die Werte des Carbonatgehaltes im Kalksteinersatz bei etwa 50% (siehe Tab. 8). Es kann somit sein, daß bei den Proben der

Renzina (Pi-MA-10) stark kalkhaltige Kalksteinbruchstücke einen überdurchschnittlich hohen Wert auslösen.

Die Bt-Horizonte der Parabraunerden bzw. Phäno-Parabraunerden im Untersuchungsgebiet sind vollständig entkalkt. Auch der Kalksteinbraunlehm im Profil Pi-MA-03 ist vollständig kalkfrei. Die sehr schwachen Reaktionen, die diese Proben dennoch verursachen, können auf fein verteilte Kalksteinsplitter zurückgeführt werden, die durch kryoturbate Prozesse in diese Horizonte gelangt sind (HÄUSLER & NIEDERBUDDE 1992: 398). Die Befunde decken sich mit den gängigen Vorstellungen zur Genese dieser Horizonte.

Tab.8: Carbonatgehalte ausgewählter Horizonte

Carbonatgehalte ausgewählter Horizonte				
Probe	Horizont	Profil	CaCO₃ g/kg	CaCO₃ %
PiMD-03/01	Ah	Pi-MA-01	58,23	5,8
PiMD-03/02	Al	Pi-MA-01	38,24	3,8
PiMD-03/03	II Bt	Pi-MA-01	4,16	0,42
PiMD-03/04	III IcCv	Pi-MA-01	511,26	51,1
PiMD-03/07	Ah	Pi-MA-02	173,02	17,3
PiMD-03/08	IcCv	Pi-MA-02	455,89	45,59
PiMD-03/10	Ah-M	Pi-MA-03	60,54	6,05
PiMD-03/17	II fT	Pi-MA-03	4,93	0,49
PiMD-03/16	III IcCv	Pi-MA-03	582,76	58,27
PiMD-03/22	Ah	Pi-MA-10	702,16	70,21
PiMD-03/23	IcCv	Pi-MA-10	753,67	75,36
PiMD-04/06	Ah(e)	Pi-MA-11	0	0
PiMD-04/07	Bh	Pi-MA-11	0	0
PiMD-04/08	ilCv	Pi-MA-11	0	0

Der pleistozäne Flugsand und die darin entwickelten Profile zeigen keine Reaktion mit der SCHEIBLER-Apparatur und sind – wie zu erwarten – kalkfrei (Pi-MA-11). Der hohe Carbonatgehalt, der nahezu in allen Profilen am Oberhang der Erhebung nachgewiesen werden konnte, korrespondiert mit der Bodenreaktion der Standorte. So liegen die pH-Werte der untersuchten Profile zwischen 7,3 und 7,6 (CaCl₂) (Tab. 9). Ausgenommen davon sind die stark sauren Profile im Bereich der pleistozänen, quarzreichen Sande. Hier erreichen die pH-Werte lediglich den ökologisch bedenklichen Aluminiumpufferbereich (siehe Kapitel 4.4.6). Die pH-Werte wurden einerseits in destilliertem Wasser gemessen und andererseits in 0,01 M Calciumchloridlösung (CaCl₂). Die in der Salzlösung gemessenen Werte fallen zwar etwas geringer aus, spiegeln aber die Verhältnisse im Boden besser wieder, da sie in ihrem

Ionengehalt den Bodenlösungen ähnlicher sind (GISI 1990: 120). Die pH-Werte der analysierten Profile sind nach AG BODEN (1994: 331) als sehr schwach bis schwach alkalisch einzustufen. Damit befinden sich die Proben nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002: 127) im Carbonatpufferbereich.

Die Pufferung beruht auf einer Reihe von chemischen Reaktionen, bei denen die H^+ -Ionen reversibel oder irreversibel in eine undissoziierte Form überführt und damit abgepuffert werden. Diese Pufferung wird in Böden überwiegend durch feste, zum Teil aber auch durch gelöste Substanzen, sogenannte Puffersubstanzen, bewirkt. Der Carbonatpufferbereich ist bodenchemisch durch einen Verlust von Calciumcarbonat ($CaCO_3$) gekennzeichnet. Über eine Umwandlung zu löslichem $Ca(HCO_3)_2$ wird die Base HCO_3^- (Hydrogencarbonat) ausgewaschen und geht somit dem Boden als Puffersubstanz verloren (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 128). Da die Hauptmenge der Protonen von der Kohlensäure ($H_2CO_3^*$) stammt, können kalkhaltige Böden als $CaCO_3$ - CO_2 - H_2O -System angesehen werden, bei dem Folgendes gilt: $CaCO_3 + H_2CO_3 \rightarrow Ca(HCO_3)_2$. Die Kohlensäure entsteht beim Streuabbau sowie bei der Wurzelatmung. Solange Calciumcarbonat in fein verteilter Form im Boden vorhanden ist, sinkt der pH-Wert nicht unter 7 und unterschreitet somit auch nicht den Carbonatpufferbereich. Ein verstärkter Säure-Input bewirkt nicht eine sofortige pH-Senkung, sondern beschleunigt lediglich die Lösung des Kalkes (GISI 1990: 122, 123).

Tab.9: pH-Werte ausgewählter Horizonte

pH-Werte ausgewählter Horizonte				
Probe	Horizont	Profil	pH (H₂O)	pH (CaCl₂)
PiMD-03/01	Ah	Pi-MA-01	8,2	7,4
PiMD-03/02	Al	Pi-MA-01	8,3	7,4
PiMD-03/03	II Bt	Pi-MA-01	8,1	7,3
PiMD-03/04	III IcCv	Pi-MA-01	8,6	7,7
PiMD-03/07	Ah	Pi-MA-02	8,1	7,3
PiMD-03/08	IcCv	Pi-MA-02	8,7	7,6
PiMD-03/10	Ah-M	Pi-MA-03	8,3	7,4
PiMD-03/17	II fT	Pi-MA-03	8,2	7,4
PiMD-03/16	III IcCv	Pi-MA-03	8,6	7,6
PiMD-03/22	Ah	Pi-MA-10	7,8	7,3
PiMD-03/23	IcCv	Pi-MA-10	8,0	7,5
PiMD-04/06	Ah(e)	Pi-MA-11	3,8	3,5
PiMD-04/07	Bh	Pi-MA-11	4,4	3,8
PiMD-04/08	ilCv	Pi-MA-11	4,2	3,9

Die Rendzinen an den Südhängen benötigten längere Zeit in ihrer Entwicklung als an den Nordhängen, da sie weniger durchfeuchtet werden und die Carbonatlöslichkeit bei höheren Temperaturen geringer ist (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 492). Aufgrund des hohen Carbonatgehaltes der Böden im Untersuchungsgebiet, kommt es sicherlich auch in ferner Zukunft nicht zu einer Versauerung der Standorte.

Der pH-Wert eines Bodens wirkt sich auf viele Bodeneigenschaften aus. So bestimmt er zum Beispiel maßgeblich die Nährstoffsituation eines Standortes und die biologische Aktivität. Die Kationenaustauschkapazität (KAK) steigt beispielsweise auch mit zunehmendem pH-Wert. Die KAK wird auch durch Art und Gehalt an Tonmineralen und Humus beeinflusst. Sie ist ein Maß für den Austausch bzw. die Bereitstellung von Nährstoffkationen und wird in cmol_c/kg angegeben (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 111). Nach AG BODEN (1994: 333) werden vor allem Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , NH_4^+ , H^+ und Al^{3+} ausgetauscht.

Nach GISI (1990: 138) gehören all diese Stoffe bis auf Na^+ und Al^{3+} zu den Hauptnährelementen (Makronährstoffe) der Pflanzen. Die austauschbaren Kationen werden in den Böden in einer Form gehalten, aus der sie nur durch Austausch gegen andere Kationen in die Bodenlösung übertreten und erst dann verlagert oder von den Pflanzenwurzeln aufgenommen werden können. Der Kationenaustausch greift somit unmittelbar in die Nährstoffversorgung der Pflanzen ein. Gewöhnlich wird die KAK bei pH 7-7,5 als potentielle KAK (KAK_{pot}) bezeichnet, da dies der höchste pH-Wert ist, der in Böden humider Klimate in Anwesenheit von CaCO_3 erreicht wird. Als effektive KAK (KAK_{eff}) wird dagegen diejenige KAK bezeichnet, die bei einem bestimmten pH-Wert im Boden wirksam ist. KAK_{pot} und KAK_{eff} sind demnach nur bei pH 7-7,5, das heißt in carbonathaltigen Böden, wie sie im Untersuchungsgebiet vorliegen, identisch (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 110). Bei den ermittelten pH-Werten kann bei den carbonathaltigen Böden also davon ausgegangen werden, daß KAK_{eff} und KAK_{pot} die gleichen Werte erbringen. In der Darstellung der KAK wird deshalb nur die KAK_{pot} gezeigt (Tab. 10).

Tab.10: potentielle Kationenaustauschkapazität (KAK_{pot}) ausgewählter Horizonte in Abhängigkeit von der Bodenart (Abschätzung nach AG BODEN 1994: 336)

potentielle Kationenaustauschkapazität (KAK_{pot}) ausgewählter Horizonte				
Probe	Horizont	Profil	Bodenart	KAK_{pot}
PiMD-03/01	Ah	Pi-MA-01	St2	6
PiMD-03/02	Al	Pi-MA-01	St2	6
PiMD-03/03	II Bt	Pi-MA-01	Ts4	15
PiMD-03/07	Ah	Pi-MA-02	St2	6
PiMD-03/10	Ah-M	Pi-MA-03	St2	6
PiMD-03/17	II fT	Pi-MA-03	Ts3	20
PiMD-03/22	Ah	Pi-MA-10	Ls4	12
PiMD-04/06	Ah(e)	Pi-MA-11	Ss	2
PiMD-04/07	Bh	Pi-MA-11	Ss	2

In sauren Böden, zum Beispiel im Bereich der pleistozänen Sande, ist die $KAK_{eff} < KAK_{pot}$. Die KAK_{pot} kann nach AG BODEN (1994: 363) näherungsweise aus den Bodenarten abgeleitet werden und steigt mit zunehmendem Ton- und abnehmendem Sandgehalt. Die abgeleiteten Werte gelten für Böden mit einem illitreichen Tonmineralbestand, die in Mitteleuropa dominieren. Aus Tabelle 10 kann entnommen werden, daß die Werte bei der Bodenart des Kalksteinzersatzes (Ls3, Ls4) in einem mittleren Bereich liegen. Die möglichen Werte erreichen dabei Spannweiten von KAK_{pot} 2 bei reinem Sand bis zu KAK_{pot} 39 bei reinem Ton. Die KAK_{pot} der pleistozänen Sande liegt damit im untersten Bereich. Die KAK_{pot} des Bt-Horizontes der Phäno-Parabraunerde liegt aufgrund der tonigeren Bodenart gegenüber der flachgründigen Rendzina (Ls4) etwas höher. Der Kalksteinbraunlehm im Profil Pi-MA-03 zeigt, bedingt durch die Korngrößenzusammensetzung (Ts3), einen relativ hohen Wert. Am höchsten sind die Werte im tonig ausgeprägten kreidezeitlichen Mergel, der eine Bodenart von Tu3 bis Tt erreicht. Für das engere Untersuchungsgebiet spielt der Mergel allerdings keine Rolle, da er erst im Mittelhangbereich einsetzt.

Die mittleren Werte der KAK_{pot} im Bereich der Rendzinen werden durch den hohen Basensättigungsgrad relativiert. In basischen Böden machen die Ionen Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ den überwiegenden Anteil am Kationenbelag aus (GISI 1990: 114). Der prozentuale Anteil der im Boden vorherrschenden Kationen (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) an der KAK_{pot} wird als Basensättigung bezeichnet. Die Elemente werden deshalb auch als basisch wirkende Kationen terminiert. Die Basensättigung (S-Wert) kann näherungsweise unter Berücksichtigung des pH-Wertes ($CaCl_2$) ermittelt werden (AG BODEN 1994: 339). Der Basensättigungsgrad wird in Prozent angegeben

und ist bei den vorhandenen pH-Werten der carbonathaltigen Böden als basengesättigt zu bezeichnen. Ab einem pH von >6 liegt der Basensättigungsgrad bei 80-100%. Aufgrund des Ausgangsgesteins der Bodenbildung (Kalkstein) muß davon ausgegangen werden, daß insbesondere Calcium zu dieser hohen Basensättigung beiträgt. In Oberböden Mitteleuropas mit pH-Werten über 7 beträgt der Calcium-Anteil an den austauschbaren Kationen meist über 80% (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 286). Bei den Bodenprofilen aus Flugsand ist aufgrund des niedrigen pH-Wertes von einer geringen Basensättigung auszugehen (5-20%; basenarm nach AG BODEN 1994: 339). Hier macht der Calcium-Anteil teilweise nur noch 1-5% aus (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 286).

Trotz der hohen Basensättigung ist der Nährstoffgehalt der Böden, die sich unter dem Kalkmagerrasen befinden, sehr niedrig. Es wurden Nährstoffe bestimmt, die bei den jeweiligen pH-Bedingungen am Standort vorrangig austauschbar sind. Bei den vorliegenden pH-Werten sind dies die Makronährstoffe Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ und das Nährelement Na^+ . Die Anteile der verschiedenen Alkali- und Erdalkalimetalle wurden mit Hilfe der Atomabsorptionsspektroskopie in 1 M NH_4NO_3 (Ammoniumnitratlösung) bestimmt. Dieser Aufschluß enthält alle Elementverbindungen eines Bodens, die unter den jeweiligen Standortbedingungen zur Konzentration gelöster Elemente beitragen können (wasserlösliche und austauschbare Ionen, leicht lösliche Metallkomplexe).

Auch wenn die Extraktion mit 1 M NH_4NO_3 -Lösung nicht den absoluten Gehalt an pflanzenverfügbaren Elementen darstellt, so ist es doch ein geeignetes Lösungsmittel, um die mobile Elementfraktion zu erfassen. Nach HORNBERG, WELP & BRÜMMER (1995: 145) ermöglicht diese Methode – im Gegensatz zu anderen Extraktionsmitteln (z.B. CaCl_2) – eine weitgehend störungsfreie Elementanalyse mit Hilfe der AAS (ebenso ZEIEN & BRÜMMER 1989: 506 und HORNBERG, WELP & BRÜMMER 1993: 373). Diese Autoren benutzen die Methode vorwiegend zur Extraktion mobiler Schwermetalle. Da die pflanzenverfügbaren Anteile in der leicht mobilisierbaren Fraktion enthalten sind, wird die Aussagekraft der Methode nicht generell in Frage gestellt, sondern auf die extrahierten Pflanzennährelemente übertragen. Nebenbei sei bemerkt, daß die hier verwendete Methode auch bei der Analyse pflanzenverfügbarer Metallgehalte während des Laborpraktikums am Institut für Geographie der Universität Leipzig Anwendung fand (DÖHLER, MÜLLER & UMLAUFT 2002: 27).

Auf eine vollständige Analyse der Nährstoffe und Spurenelemente für Pflanzen wurde verzichtet. Für die Fragestellung der vorliegenden Arbeit sind nicht die absoluten Gehalte verschiedener Elemente entscheidend, sondern eine Tendenz, die sich anhand einiger weniger Elemente zeigen läßt. Die ermittelten mineralischen Nährelemente weisen – außer bei Calcium – generell mittlere oder geringe Gehalte im Boden auf.

Calcium:

Calcium ist aufgrund der Nähe zum Ausgangsgestein der Bodenbildung, abhängig vom Standort, in üppigem Anteil vorhanden (Tab. 11). Beprobte wurden ausschließlich Ober- und Unterbodenhorizonte, da der Calciumgehalt in den Untergrundhorizonten aufgrund des hohen geogenen Gehaltes an Calciumcarbonat extrem hoch ist und als nicht charakteristisch für den durchwurzelten Bereich gilt. Die Werte der einzelnen Horizonte variieren je nach Lage und Entfernung zum Kalkstein bzw. abhängig vom Kalksteinbruchstückgehalt in einem Bereich von 1746 mg/kg bis 3376 mg/kg. Deutlich sind in Tabelle 11 die geringen Werte für Calcium in den kalkfreien Flugsanden zu erkennen. Ein Mangel an Calcium liegt aber nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002: 286) in solchen Böden erst dann vor, wenn eine geringe Konzentration von 0,1 bis 5 mg Ca/l unterschritten wird. Dies ist hier nicht ganz erreicht. Calcium ist vor allem für das Wachstum der Pflanzen, insbesondere für das Wurzelwachstum, für die Stabilisierung der Zellwände, für die Aktivierung einzelner Enzyme und für die Osmoseregulation von Bedeutung. Fehlt Calcium, kommt es zu Schädigungen der Wurzeln und zu Ernährungsstörungen der Pflanzen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 286). In den flachgründigen Rendzinen unter dem Kalkmagerrasen ist Calcium aufgrund des Ausgangsgesteins der Bodenbildung in ausreichender Menge vorhanden. Pflanzen bauen lediglich einen geringen Teil des verfügbaren Calciums in sich ein. So beschreiben SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002: 286) Ca-Gehalte verschiedener Pflanzen. Die Werte überschreiten danach in der Regel 50 g/kg Trockensubstanz nicht.

Tab.11: Nährstoffgehalte (Ca, Mg, K, Na, P) ausgewählter Horizonte

Nährstoffgehalte ausgewählter Horizonte											
Probe	Horizont	Profil	Ca		Mg		K		Na		P (CAL)
			mg/l	mg/kg	mg/l	mg/kg	mg/l	mg/kg	mg/l	mg/kg	mg/100g
PiMD-03/01	Ah	Pi-MA-01	474,9	2374,4	5,9	29,4	16,6	82,9	1,0	5,2	0,8
PiMD-03/02	Al	Pi-MA-01	821,4	4107,1	7,5	37,4	11,9	59,9	1,7	8,7	0,1
PiMD-03/03	II Bt	Pi-MA-01	540,3	2701,7	1,7	8,3	9,9	49,3	3,2	16,1	0,5
PiMD-03/07	Ah	Pi-MA-02	453,1	2265,3	6,9	34,9	15,4	76,9	4,3	21,5	1,7
PiMD-03/10	Ah-M	Pi-MA-03	349,4	1756,8	5,6	27,8	13,9	69,6	4,2	21,1	0,9
PiMD-03/22	Ah	Pi-MA-10	675,4	3376,8	15,6	77,7	35,6	178,1	4,0	20,0	6,5
PiMD-04/06	Ah(e)	Pi-MA-11	34,6	173,1	0,9	4,5	2,5	12,4	3,5	17,7	0,4
PiMD-04/07	Bh	Pi-MA-11	17,0	85,2	0,4	1,9	2,1	10,3	3,8	19,1	0,4

Magnesium:

Magnesium ist ein für alle Lebewesen notwendiges Makronährelement, d.h. es wird in entsprechend großen Mengen benötigt. Magnesium ist Baustein wichtiger Pflanzeninhaltsstoffe (z.B. Chlorophyll), aktiviert viele Enzyme (Photosynthese) und reguliert das Kationen/Anionen-Gleichgewicht der Pflanze. Die Mg-Konzentration der Bodenlösung in mitteleuropäischen Böden schwankt in einem weiten Bereich von <0,1 bis 60 mg/l. Für Ackerböden geben SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002: 287) Werte zwischen 5 und 25 mg/l an. Die Magnesiumaufnahme der Pflanzen kann auf Böden mit einer hohen Ca^{2+} -Konzentration, wie sie in den meisten untersuchten Profilen vorliegt, infolge von Ionenkonkurrenz stark erniedrigt sein. In den stark versauerten Böden im Bereich der pleistozänen Sande mit einer sehr niedrigen Mg-Konzentration in der Bodenlösung kann zusätzlich eine starke Ionenkonkurrenz sowohl durch H^+ und Al^{3+} , als auch durch Mn^{2+} auftreten (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 287). In den übrigen Horizonten liegen die Werte im unteren Bereich der für Ackerböden Mitteleuropas angegebenen Gehalte (1,6 bis 15,5 mg/l). Der Gehalt an austauschbarem Magnesium in der Bodenlösung steigt in mitteleuropäischen Böden mit zunehmendem Ton- und Schluffgehalt. Da die Bodenarten der flachgründigen Rendzinen im Oberhangbereich durch relativ hohe

Sandgehalte (Ls4) gekennzeichnet sind, kann davon ausgegangen werden, daß ein Überangebot von Magnesium auf den Standorten des Kalkmagerrasens nicht vorhanden ist. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002: 289) geben für Ackerböden mit einer Bodenart von Ls eine optimale Mg-Versorgung zwischen 40 und 60 mg/kg an. Diese Werte werden in den untersuchten Profilen – mit einer Ausnahme – nicht erreicht (siehe Tab. 11). Der relativ hohe Magnesiumgehalt im Oberboden der Rendzina (Probe PiMD-03/22) ist eventuell auf den hohen Gehalt an Calciumcarbonat (CaCO_3) bzw. Dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) zurückzuführen, da Magnesium bei Böden mit einem pH-Wert $>6,5$ in dieser Form vorliegen kann (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 287). Vielleicht ist dieser im Vergleich zu den anderen Horizonten deutlich erhöhte Wert auch als Sonderfall zu deuten.

Kalium:

Kalium ist vorwiegend in Feldspäten und Glimmern gebunden und deshalb in Böden um so weniger zu finden, je weiter diese entwickelt sind. Die K^+ -Konzentration der Bodenlösung schwankt meist im Bereich von 2 bis 20 mg/l (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 290). Die Werte der analysierten Proben bewegen sich dabei mehrheitlich im mittleren Bereich (siehe Tab. 11). Pflanzen können das Element auch aus dem Boden unterhalb der Krume aufnehmen. Insbesondere bei niedriger Kaliumversorgung des Oberbodens, sind Pflanzen in der Lage, bis zu 60% ihres Kaliumbedarfes aus dem Unterboden bzw. dem Untergrundhorizont zu beziehen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 295). Für die untersuchten Profile bedeutet das wohl generell keinen Mangel an Kalium.

Natrium:

Natrium ist – wie alle anderen schon beschriebenen Nährelemente – essentiell für die Pflanzen. Es ist besonders an der Wasserregulierung beteiligt. Die Natriumaufnahme der Pflanzen wird vor allem bei hohen Kaliumgehalten in der Bodenlösung durch bevorzugte Kaliumaufnahme erniedrigt (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 294). Für die Na-Aufnahme der Pflanzen spielt kurzfristig nur die Na^+ -Konzentration der Bodenlösung und der Gehalt an austauschbarem Natrium eine Rolle. Im humiden Klimabereich Mitteleuropas beträgt die Na^+ -Konzentration der Bodenlösung in A-Horizonten meist zwischen 1 und 50 mg/l. Die gemessenen Werte sämtlicher Horizonte liegen im untersten Bereich dieser von SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002: 294) gemachten Angaben (siehe Tab. 11). Das austauschbare Natrium wird oft binnen weniger Jahre durch Calcium ersetzt. Für die untersuchten Profile bedeutet das eine Versorgung mit Natrium an der unteren Grenze der für die Pflanzen notwendigen Gehalte.

Phosphor:

In Deutschland wird das pflanzenverfügbare Phosphat vorzugsweise mit der CAL-Methode nach SCHÜLLER (1969: 61) extrahiert und bestimmt. SCHÜLLER (1969: 62) vergleicht die Analysetauglichkeit verschiedener Extraktionsmittel, sieht aber in der CAL-Methode eine universelle Methode, die sich für alle Böden eignet. In der neueren Literatur wird teilweise davon ausgegangen, daß diese Methode sich aber primär für Proben mit einem Carbonatgehalt von bis zu 15% eignet. Besser wäre, so wie es SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002: 305) für andere Länder beschreiben, eine Extraktion mittels einer Natriumhydrogencarbonatlösung (NaHCO_3 -Lösung) (VDLUFA 1991, A.6.2.1.3). Diese Methode sei für Böden mit einem hohen Carbonatgehalt besser geeignet (BARSCH, BILLWITZ & BORK 2000: 338). Demgegenüber wird auch heute noch die gängige CAL-Methode benutzt, um Phosphate in verschiedenen Böden nachzuweisen (SCHEINOST & SCHWERTMANN 1993: 441; TORRES-DORANTE et al. 2004: 701). Da in der Literatur häufig nur Phosphorwerte für die CAL-Methode angegeben werden (z.B. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 295ff.), erfolgte aufgrund besserer Vergleichbarkeit eine Anwendung der hier beschriebenen Methode (siehe Kapitel 3.2.6). Die absoluten Gehalte des pflanzenverfügbaren Phosphats sind als extrem gering einzustufen (SCHALLER 1993: 270). SCHALLER (1993: 270) gibt für leichte Böden, wie sie auch im Untersuchungsgebiet vorliegen, Werte an pflanzenverfügbarem Phosphor an. Er bezeichnet Werte, die unterhalb einer Grenze von $<7 \text{ mg P}_2\text{O}_5/100\text{g}$ liegen, als niedrig. Alle untersuchten Proben weisen – mit einer Ausnahme – Gehalte von $<3,5 \text{ mg P}_2\text{O}_5/100\text{g}$ Boden auf (siehe Tab. 11). Selbst der etwas erhöhte Wert der Probe PiMD-03/22 liegt unterhalb dieser von SCHALLER (1993: 270) gemachten Angabe. Dazu gesellt sich noch die Tatsache, daß bei einem pH-Wert >6 die Phosphatkonzentration abnimmt (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 295).

Phosphor stellt als essentielles Makronährelement der Pflanzen oft einen limitierenden Faktor bei der Wachstumsleistung dar (schwaches Wachstum, geringe Wurzelentwicklung, verzögerte Blüte und Reife). In alkalischen Böden wird das Phosphation aus der Verwitterung schnell als Calciumphosphat ausgefällt, sodaß nur ein geringer Phosphatanteil direkt für die Pflanzen verfügbar ist (BLIEFERT 1997: 355). Die pflanzenverfügbaren Phosphorwerte liegen damit schon im für die Pflanzen kritischen Bereich. Die geringen Werte für Phosphor sind nicht nur auf die geringen primären Gehalte im Boden zurückzuführen, sondern auch nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002: 295) als Ergebnis der Erosion zu deuten. Die Autoren untersuchten Bodensequenzen am Hang und stellten fest, daß die Oberböden in den erosionsgeprägten Bereichen stark an Phosphor verarmt sind. Diese Annahmen gelten mit großer Sicherheit auch für die flachgründigen Böden der steilen Oberhangbereiche der Erhebung von Pińczów.

Kohlenstoff:

Die Gehalte an Kohlenstoff, besonders die Werte für den gesamten anorganischen Kohlenstoff (TIC) korrespondieren sehr gut mit den Carbonatgehalten der einzelnen Horizonte (Tab. 12). Eine solche Beziehung ist auch zu erwarten. Dabei besitzen die Horizonte mit sehr hohen Carbonatgehalten (z.B. Probe PiMD-03/22) auch einen hohen Gehalt an anorganischem Kohlenstoff. In den pleistozänen Sanden dagegen liegen die Werte für den anorganischen Kohlenstoff (TIC) bei 0. Das bedeutet für die Horizonte im Flugsand, daß der vorhandene Gesamtkohlenstoffgehalt (TC) nur auf organisch gebundenen Kohlenstoff (TOC) zurückgeht. Aus Tabelle 12 wird ebenfalls ersichtlich, daß der organisch gebundene Kohlenstoffgehalt (TOC) aller anderen Proben etwa die Hälfte am gesamten Kohlenstoffgehalt (TC) ausmacht.

Tab.12: Kohlenstoffgehalte verschiedener Fraktionen und Stickstoffgehalt (total) ausgewählter Horizonte

Kohlenstoffgehalte verschiedener Fraktionen und Stickstoffgehalt (total) ausgewählter Horizonte								
Probe	TC		TIC		TOC		TN	
	mg/l	mg/kg	mg/l	mg/kg	mg/l	mg/kg	mg/l	mg/kg
PiMD-03/01	32,73	163,65	14,8	74	17,93	89,65	3,635	18,175
PiMD-03/02	24,4	122	12,51	62,55	11,88	59,4	1,036	5,18
PiMD-03/03	22,04	110,2	12,57	62,85	9,467	47,335	0,754	3,77
PiMD-03/07	50,66	253,3	26,23	131,15	24,43	122,15	3,705	18,525
PiMD-03/10	33,24	166,2	17,66	88,3	15,58	77,9	3,2	16
PiMD-03/22	76,87	384,35	34,37	171,85	42,49	212,45	18,25	91,25
PiMD-04/06	13,03	65,15	0	0	13,03	65,15	1,297	6,485
PiMD-04/07	6,464	32,32	0	0	6,464	32,32	0,399	1,995

C/N-Verhältnis:

Aus den organischen Kohlenstoffgehalten (TOC) und den totalen Stickstoffgehalten in Böden kann man Rückschlüsse auf die biologische Aktivität von Standorten ziehen. Ein Maß für die biologische Aktivität ist das C/N-Verhältnis. Es wird für Böden in den Auflagehorizonten ermittelt, um die Humusform näher zu definieren sowie in Ah-Horizonten, um die Aktivität der Mikroorganismen zu beschreiben. Die Mikroorganismen sind sehr N-reich und beeinflussen somit das C/N-Verhältnis maßgeblich mit. Ein enges C/N-Verhältnis zeugt von hoher biologischer Aktivität. Ein weites C/N-Verhältnis dagegen findet man häufig in Oberböden, die einen hohen Gehalt an unzersetzter Pflanzenmasse aufweisen (z.B. O-Horizonte von Podsolen). Das C/N-Verhältnis unter Grünland ist in der Regel enger als das unter Forst (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 306). Aus Tabelle 13 wird ersichtlich, daß die C/N-Verhältnisse in den Oberböden der Standorte über miozänem Kalkstein sehr eng sind. Besonders eng ist das C/N-Verhältnis im Oberboden der für den Oberhang charakteristischen Bodentypen, der Rendzinen. Hier finden wir ein C/N-Verhältnis von deutlich unter 5 vor. Dieser Wert spricht nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002: 306) für hochaktive Böden mit einem hohen Anteil an Biomasse. Im Oberboden des Podsolis aus Flugsand herrscht dagegen ein weiteres C/N-Verhältnis vor und zeugt damit von einer eingeschränkten biologischen Aktivität.

Tab.13: C/N-Verhältnisse ausgewählter Oberböden

C/N-Verhältnisse ausgewählter Oberböden				
Probe	Horizont	Profil	Bodentyp	C/N-Verhältnis
PiMD-03/01	Ah	Pi-MA-01	Phäno-Parabraunerde	4,9
PiMD-03/07	Ah	Pi-MA-02	Rendzina	6,5
PiMD-03/10	Ah-M	Pi-MA-03	Kolluvisol	4,8
PiMD-03/22	Ah	Pi-MA-10	Rendzina	2,3
PiMD-04/06	Ah(e)	Pi-MA-11	initialer Humuspodsol	11

Neben den hohen Carbonatgehalten und den relativ geringen Nährstoffgehalten, scheint dem Autor das wesentlichste Kriterium für die Ausbildung des xerotoleranten Kalkmagerrasens aber die Wasserarmut an den entsprechenden Standorten zu sein. Das Wasserspeichervermögen eines Bodens ist sehr eng mit seiner Korngrößenzusammensetzung verbunden und ebenso abhängig vom unterlagernden Gestein. Beide Aspekte gestalten sich in den Profilen der steilen Oberhänge als wenig nützlich für einen soliden Wasserhaushalt. Der hohe Sandgehalt in den Bodenarten der flachgründigen Rendzinen (Ls4), der im Durchschnitt etwas über 50% beträgt, unterstreicht die edaphische Trockenheit der Standorte. Das Wasser infiltriert schnell und perkoliert ebenfalls schnell in den Untergrund. Der Kalkstein bzw. dessen Verwitterungsmaterial

kann das Wasser nicht in ausreichender Form zurückhalten. Es entsteht ein extrem trockener Standort, der durch die SW-Exposition und die relativ geringen Niederschläge im Gebiet verstärkt wird (siehe Kapitel 2.4).

Als Maß für die Wasserversorgung von Pflanzen kann die nutzbare Feldkapazität herangezogen werden. Sie beschreibt den pflanzenverfügbaren Anteil des Bodenwassers. Der Bereich des pflanzenverfügbaren Wassers liegt zwischen pF 4,2 und 1,8. Liegt der pF-Wert darüber, so handelt es sich bei dem Wasser um nicht pflanzenverfügbares Totwasser, welches in den Feinporen des Bodens gebunden ist (HINTERMAIER-ERHARD & ZECH 1997: 94). Die nutzbare Feldkapazität kann unter Berücksichtigung der Bodenart und der Lagerungsdichte abgeschätzt werden (AG BODEN 1994: 297). Je feinkörniger eine Bodenart ist, desto höher ist die nutzbare Feldkapazität. Weisen die Korngrößen aber einen hohen Tongehalt auf, steigt der Totwasseranteil und die nutzbare Feldkapazität wird verringert (permanenter Welkepunkt). Die größte nutzbare Feldkapazität wird in schluffreichen Böden gemessen, da hier eine Porengröße erreicht wird, die für eine optimale Wasserspeicherung steht (Mittelporen: 0,2-50 µm) (GISI 1990: 46). In diesem Bereich der Mittelporen ist auch das meiste pflanzenverfügbare Wasser vorhanden (nutzbare Feldkapazität). In Tabelle 14 sind Werte für die nutzbare Feldkapazität einiger ausgewählter Horizonte aufgeführt. Die Tabelle enthält auch Angaben zur Luftkapazität und zum Totwasseranteil der jeweiligen Probe. Für die sandigen Oberböden mit der Bodenart St2 wird eine nutzbare Feldkapazität von 18,5 Vol.% erreicht. Die lehmig-sandigen Unterböden im Bereich des Kalksteinersatzes zeigen dagegen Werte von 15 Vol.%. Die niedrigsten Werte für nutzbare Feldkapazität werden in den sandigen Profilen im Bereich des Kiefernforstes erreicht (Dünenlandschaft). Hier wird sehr deutlich, daß reiner Sand in den Bodenarten ein sehr schlechtes Wasserhaltevermögen verursacht. Der Totwasseranteil ist im Sand aufgrund der fehlenden Feinporen ebenfalls gering. Erstaunlicherweise existieren für die Horizonte der Rendzina am Oberhang die höchsten Werte für die nutzbare Feldkapazität (21 Vol.%). Diese relativ hohen Werte sind einer sehr geringen Lagerungsdichte geschuldet. Der Totwasseranteil ist in diesen Proben am höchsten im Vergleich zu den Horizonten der Phäno-Parabraunerde. Leider weist die Bodenkundliche Kartieranleitung (AG BODEN 1994: 297) für die Bt-Horizonte und für den Kalksteinbraunlehm mit den Bodenarten von Ts4 bzw. Ts3 keine Werte für die nutzbare Feldkapazität auf. Das ist sehr bedauerlich, sollte der Wert hier doch sichtlich höher liegen und damit ein günstigeres Wasserspeichervermögen für die Pflanzen ausdrücken.

Tab.14: Luftkapazität, nutzbare Feldkapazität, Feldkapazität und Totwasseranteil ausgewählter Horizonte in Abhängigkeit von Bodenart und Lagerungsdichte (Abschätzung nach AG BODEN 1994: 297)

nutzbare Feldkapazität ausgewählter Horizonte							
Probe	Horizont	Bodenart	Ld	Luftkapazität	nutzbare Feldkapazität	Feldkapazität	Totwasser
				Vol. %	Vol. %	Vol. %	Vol. %
				Poren >50µm	Poren 0,2-50µm	Poren <50µm	Poren <0,2µm
				pF <1,8	pF 4,2-1,8	pF >1,8	pF >4,2
PiMD-03/01	Ah	St2	2	18,5	18,5	26	7,5
PiMD-03/02	Al	St2	2	18,5	18,5	26	7,5
PiMD-03/03	II Bt	Ts4	3	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.
PiMD-03/04	III lcCv	Ls4	3	8	15	33,5	18,5
PiMD-03/07	Ah	St2	2	18,5	18,5	26	7,5
PiMD-03/08	lcCv	Ls4	3	8	15	33,5	18,5
PiMD-03/10	Ah-M	St2	2	18,5	18,5	26	7,5
PiMD-03/17	II fT	Ts3	4	k.A.	k.A.	k.A.	k.A.
PiMD-03/16	III lcCv	Ls4	3	8	15	33,5	18,5
PiMD-03/22	Ah	Ls4	1	10,5	21	40	19
PiMD-03/23	lcCv	Ls4	2	10,5	21	40	19
PiMD-04/06	Ah(e)	Ss	1	22,5	12	18,5	6,5
PiMD-04/07	Bh	Ss	1	22,5	12	18,5	6,5
PiMD-04/08	ilCv	Ss	1	22,5	12	18,5	6,5

Das Wasserangebot für Pflanzen kann auch auf Grundlage des Vegetationsbildes abgeschätzt bzw. eingeschätzt werden. So ist in den Bereichen, in denen tiefgründigere Böden vorliegen, eine Verbuschung des Kalkmagerrasens schon stark in Gang. Mit Sicherheit ist dieser Prozeß auf das bessere Wasserhaltevermögen der in diesem Bereich vorhandenen Bt- bzw. fT-Horizonte, bedingt durch die Korngrößenzusammensetzung, zurückzuführen. Es scheint als erwiesen, daß der Kalkmagerrasen in seiner charakteristischen Ausprägung als *Inuletum ensifoliae* nur auf den flachgründigen, trockenen und nährstoffarmen Rendzinen gedeiht. Ändern sich bestimmte Bodenparameter (z.B. die Bodenart oder die Gründigkeit der Böden), treten auch Veränderungen im Vegetationsbild in der Weise auf, daß der Kalkmagerrasen an charakteristischen Arten verarmt und sich neue Arten dazugesellen. Sehr evident erscheint dies durch die Zunahme verschiedener Sträucher, die eine Verbuschung der seltenen Pflanzengesellschaft zur Folge hat.

Zusammenfassend können die Standorteigenschaften im Bereich des Kalkmagerrasens als sehr trocken beschrieben werden. Die Trockenheit wird dabei von unterschiedlichen Faktoren bestimmt. Auf der einen Seite existiert eine klimatisch bedingte Trockenheit, die durch relativ geringe Jahresniederschläge und hohe Evaporationsraten ausgelöst wird (siehe Kapitel 2.4). Der starke Strahlungsgenuß der Sonne, bedingt durch die SW-Exposition des Hanges, verstärkt diesen Effekt maßgeblich. Auf der anderen Seite ist der Standort durch große edaphische Trockenheit charakterisiert. Diese bodenbedingte Trockenheit wird durch die sandigen Bodenarten ausgelöst. Rendzinen weisen nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (2002: 493) oft sandige Oberböden auf, die sie zu Trockenstandorten werden lassen. Der hohe Sandgehalt in den Bodenarten hängt ihrer Ansicht nach mit der Verwitterungsart einiger Kalksteine zusammen. Danach können kleine Skelettfragmente eine gröbere Körnung verursachen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 2002: 493). Der Kalkstein im Untersuchungsgebiet verwittert schluffig und stark feinsandig. Zu dem Faktor Verwitterungsprodukt gesellt sich die Tatsache, daß in den Bodenarten auch Sande von der Hochfläche der Erhebung enthalten sind. Die sandigen Bodenarten bewirken eine gute Durchlüftung, bedingen aber auch ein schlechtes Wasserspeichervermögen. Der klüftige Kalkstein im Untergrund bewirkt ebenfalls eine schnelle Drainage des Regenwassers durch zügige Infiltration und Perkolation. Die trockenen und teilweise extrem carbonathaltigen Rendzinen auf den Südhängen wurden und werden auch heute noch in vielen Gebieten Deutschlands als Hutung genutzt. Durch die Beweidung tritt oft eine Verschlechterung der Standorte ein. An den Oberhängen der Erhebung von Pińczów hat mit großer Sicherheit eine Beweidung stattgefunden.

8 Die Vegetationsdecke im Untersuchungsgebiet

8.1 Theorien der Ausbreitung wärmeliebender Pflanzengesellschaften

In der Literatur existieren mehrere Theorien, wie und in welcher Zeit wärmeliebende Pflanzengesellschaften, wie zum Beispiel der Kalkmagerrasen *Inuletum ensifoliae*, in arealfremde Gebiete vordringen konnten (JÄGER 1997: 524; LESER 1998: 830). Die floristische Zusammensetzung stammt aus dem Gebiet des Schwarzen Meeres (pontisches Florenelement), und kommt rezent in diesem Gebiet vor. In Mitteleuropa konnten sich solche wärmeliebenden Pflanzengesellschaften nur durch anthropogene Eingriffe, die später noch näher erläutert werden, ausbreiten und erhalten. In diesem Kapitel werden zwei gängige Theorien kurz vorgestellt.

Wie und woher die Arten nach den Eiszeiten hier eingewandert sind, ist noch nicht endgültig geklärt. In der Literatur werden vorrangig zwei Hypothesen diskutiert, die mit großer Wahrscheinlichkeit zusammengewirkt haben.

So existiert die Vorstellung, daß Pflanzen die Eiszeiten in Mitteleuropa in bestimmten Refugien (isolierten Rückzugsarealen) überdauert haben können. Wie für Mitteleuropa insgesamt, so gilt auch für Polen, daß die heutige Vegetation sich erst nacheiszeitlich entwickelt und ausgebreitet hat. Präpleistozäne Relikte sind nur in Gebieten zu vermuten, die von dem Eispanzer nicht überfahren wurden. Dabei handelt es sich um einen Saum im Karpatenvorland (PELZER 1991: 73; JÄGER 1997: 523). In diesem Areal können wohl auf einigen wenigen, besonderen Standorten wärmeliebende Pflanzen die Kälteperioden überdauert haben. Die Wieder- und Neubesiedlung setzte im Postglazial generell von Süden ein, bei dem für Polen sicherlich das pontisch-kaspische Refugium von größerer Bedeutung war (PELZER 1991: 73). Es liegt nahe, daß der Vorkarpatenraum den Kontakt zum pontischen Florenelement erleichtert hat. Während des nacheiszeitlichen Wärmeoptimums (Atlantikum) waren derartige Pflanzengesellschaften vermutlich in ganz Mitteleuropa verbreitet. Mit dem Beginn der Buchenzeit (Subatlantikum) setzte eine Klimaverschlechterung ein, die kühlere Sommer zur Folge hatte und die Pflanzen auf wenige reliktsche Standorte zurückdrängte (JÄGER 1997: 524). Nur durch anthropogene Waldauflichtungen, die besonders seit dem Neolithikum einsetzten, konnten die wärmeliebenden Pflanzengesellschaften erhalten und erweitert werden.

Eine Modifikation dieser Hypothese stellt die Bedeutung des Menschen für die Entwicklung derartiger Pflanzengesellschaften noch markanter heraus. Diese von ELLENBERG (1996: 286, 287) und LESER (1998: 830) vertretene Steppenheidetheorie beruht auf der Annahme, daß Siedlungen der Jungsteinzeit und der Bronzezeit sehr oft mit dem Verbreitungsgebiet der sogenannten Steppenheide (strauch- und baumarme xerotherme Trockenrasen) korrelieren.

Nach dieser Theorie sollen die Gebiete während des Klimaoptimums im Postglazial (Atlantikum) überwiegend waldfrei gewesen sein oder allenfalls einen lichten steppenartigen Wald getragen haben. Diese Areale wurden von den neolithischen Siedlern für die Landnutzung ausgewählt. In feuchteren postglazialen Klimaabschnitten hätte sich vermutlich Wald (vorrangig Buchen) ausbreiten können. Diese Entwicklung ist aber nach Meinung der Autoren nicht eingetreten, da eine permanente ackerbauliche Nutzung der offenen Landschaften stattfand (ELLENBERG 1996: 287; LESER 1998: 830). Die Übereinstimmung der Altsiedelräume mit den Steppenheidearealen kann auf die düngerlose Feldgraswirtschaft zurückgeführt werden, bei der ein Flurstück wechselweise als Acker und dann als Grünland genutzt wird (LESER 1998: 831).

Eine zweite Hypothese geht davon aus, daß Pflanzen aus dem Osten und Südosten während der Völkerwanderungszeit (Spätantike) nach Mitteleuropa eingeschleppt wurden (JÄGER 1997: 523). Die Steppenheide mit ihren enthaltenen kontinental-osteuropäischen (pontischen) Florenelementen stellt heute eine inselartig verbreitete, extrazonale Vegetation innerhalb Mitteleuropas dar. Die wärmeliebenden Pflanzengesellschaften sind nach ELLENBERG (1996: 287) größtenteils vom Menschen geschaffene und erhaltene Pflanzenformationen, die mit den heutigen Umweltbedingungen (vor allem mit den klimatischen) nicht mehr im Einklang stehen.

Der Kalkmagerrasen im Untersuchungsgebiet konnte sich nur dort halten, wo der Boden für den Waldwuchs zu flachgründig ist. Wo sich jedoch Feinerde zwischen Felsblöcken ansammelt oder wo Spalten tiefer ins Gestein dringen, finden Strauch- oder Baumwurzeln ausreichend Wasser, um regenarme Zeiten zu überdauern. Die kleineren Pflanzen leiden bei Wassermangel zuerst, während das Wachstum und die Transpiration der tiefer wurzelnden Holzgewächse fast unbehindert weiterlaufen (ELLENBERG 1996: 287). Die Steppenheideformationen sind in Mitteleuropa nicht in erster Linie klimatisch bedingt. Dies ist bei den Rasenflächen der östlichen Steppen anders. Überall dort, wo intensive Beweidung mit Schafen oder Ziegen stattfand, wurden die natürlichen Lichtungen erweitert. Ab der Beendigung der Beweidung schließen sich diese wärmeliebenden Pflanzengesellschaften immer mehr, indem Gebüsche in die Rasenflächen vordringen und die Baumgruppen höher und dunkler werden. Der Naturschutz steht heute vor der paradoxen Aufgabe, die floristischen Kostbarkeiten nur so erhalten zu können, indem gegen die natürliche Sukzession vorgegangen wird. Die Diskussion um einen Erhalt der seltenen Pflanzengesellschaften innerhalb der Kulturlandschaft versus der natürlichen Sukzession dieser Standorte wird in Kapitel 8.5 geführt.

8.2 Postglaziale Vegetationsentwicklung im Untersuchungsgebiet

Die Geschichte der Vegetationsdecke im Untersuchungsgebiet ist eng mit der Geschichte der Besiedlung des Raumes durch den Menschen verbunden. Die Anfänge der gegenwärtigen Flora reichen aber bis an das Ende des Pleistozäns bzw. an den Anfang des Holozäns zurück (BALWIERZ 1995: 24). In diesem Kapitel soll die Vegetationsentwicklung ab dem Spätglazial kurz skizziert werden.

Die Floren- und Vegetationsentwicklung nach dem Weichsel-Glazial erfolgte entsprechend den Klimaschwankungen in unregelmäßigen Wellen. Die Pflanzenarten breiteten sich dabei entsprechend ihren unterschiedlichen klimaökologischen Leistungsgrenzen weitgehend unabhängig (individualistisch) voneinander aus (JÄGER 1997: 523). Ausschlaggebend für eine Neu- und Wiederbesiedlung der vom Eis bzw. von periglazialer Tundra bedeckten Bereiche ist eine relativ rasche Erwärmung im Alleröd (JÄGER 1997: 523). Das Wort Tundra leitet sich nach FRENZEL (1990: 71) von dem samischen Wort „tunturi“ ab und meint kahle Hügel und baumlose Hochflächen. Die Vegetation dieser periglazialen Tundra der Älteren Dryas war neben (sub-)arktisch-alpinen Polsterpflanzen und Zwergsträuchern auch von östlichen Steppenpflanzen beherrscht (MADEYSKA & KOZŁOWSKI 1995: 110; JÄGER 1997: 523). Da eine Wiederbesiedlung generell von Süden her einsetzte, ist hier das pontisch-kaspische Florenelement von großer Bedeutung. Im Zuge dieser Entwicklung drangen mit hoher Wahrscheinlichkeit erste wärmeliebende Pflanzen in das noch waldlose Gebiet ein. Als Pionier in den kalten Steppen ist hier besonders das Behaarte Federgras (*Stipa pennata*) zu nennen (ŁUSZCZYŃSKI & ŁUSZCZYŃSKA 2000: 9).

Diese baumlosen Flächen der kalten Steppen wurden schon bald durch einen lichten Birken-Kiefernwald im Alleröd abgelöst. In der Jüngeren Dryas mußte dieser lichte Wald aber aufgrund einer Klimaverschlechterung erneut der Tundra weichen (Parktundra mit wenigen Bäumen: Birke und Kiefer) (MADEYSKA & KOZŁOWSKI 1995: 111). Von der Ältesten Dryas bis zur ersten Hälfte des Alleröd lebten im Gebiet der mittelpolnischen Hochflächen Jäger und Sammler der Späten Magdalenien-Zeit (MADEYSKA & KOZŁOWSKI 1995: 119).

Erst ca. 8.000 Jahre vor heute setzte eine endgültige Bewaldung Mitteleuropas ein, zunächst wieder mit Birken-Kiefernwäldern (Präboreal), denen sich später die Hasel beigesellte (Boreal). Im Klimaoptimum des Postglazials (Atlantikum) lagen die Sommertemperaturen etwa 2 bis 3°C höher als heute (LIEDTKE 1975: 116). In dieser Zeit, ungefähr ab 5500 Jahre b.p., breitete sich ein Eichenmischwald im Untersuchungsgebiet aus, der durch Ulmen, Eschen und Linden charakterisiert ist. In höheren Lagen treten auch Fichten und Kiefern auf. Letztere sind allerdings sehr selten. Diese Einwanderungswelle führte zum Teil zur Verdrängung offener Vegetationsformen. Die Flächen im Untersuchungsgebiet und besonders die steilen Kalkhänge boten aber keine ausreichenden Bedingungen für die Ansiedlung anspruchsvoller Bäume (ŁUSZCZYŃSKI & ŁUSZCZYŃSKA 2000: 9).

Die teilweise Verdrängung der offenen, wärmeliebenden Pflanzengesellschaften wurde auch durch den Menschen, der in dieser Zeit seßhaft und ackerbaulich tätig wurde, relativiert (ŁUSZCZYŃSKI & ŁUSZCZYŃSKA 2000: 9). Für die landwirtschaftliche Nutzung wurden viele Flächen gerodet und es entstanden Felder, Wiesen und Weiden. Durch diese Rodungsaktivitäten konnten sich die offenen, lichtbedürftigen Pflanzengesellschaften wieder vermehrt ausbreiten. Es entstanden vielfach halbnatürliche, waldlose Pflanzengemeinschaften. In dieser Zeit des Wärmeoptimums im mittleren Holozän gab es nach PŁASKI (2002: 1) die meisten wärmeliebenden Arten. Viele dieser Pflanzen wanderten nach Meinung PŁASKIS aus zwei Refugialgebieten ein. Der Lein (*Linum hirsutum*), der für die Vegetationsdecke des Untersuchungsgebietes eine große Rolle spielt (Charakterart), stammt zum Beispiel aus dem tschechisch-morawischen Raum (Mähren). Aus dem pontischen Gebiet wanderte das Frühlings-Adonisröschen (*Adonis vernalis*) ein und bildet heute neben dem Schmalblättrigen Alant (*Inula ensifolia*) die Assoziationscharakterart der Pflanzengesellschaft im Untersuchungsgebiet (PŁASKI 2002: 1).

Auch wurde die Verbreitung mediterraner Florenelemente durch den Menschen erleichtert, der seit der Jungsteinzeit (Neolithikum) eine Ausbreitung mediterraner Arten weit in den Norden hinein ermöglichte (FRENZEL 1990: 84). Die seit Jahrhunderten unveränderte Landwirtschaft sowie vor allem die Zucht- und Hirtenwirtschaft trugen zur Festigung der sekundären Vegetation der Xerothermrassen im Bearbeitungsgebiet bei (ŁUSZCZYŃSKI & ŁUSZCZYŃSKA 2000: 10). 1986 wurde das Gebiet um die Erhebung von Pińczów unter Schutz gestellt (Nida-Landschaftspark). Vermutlich fand eine Beweidung mit Ziegen oder Schafen aus wirtschaftlichen Zwängen im Gebiet bis in die 80er Jahre des letzten Jahrhunderts statt. In Kleinpolen ist es bei den Bauern üblich, die Ernterückstände auf den Feldern zu verbrennen. Diese Methode innerhalb der Landwirtschaft findet bis heute Verwendung und soll die Nährstoffe der Ernterückstände für das Folgejahr schneller nutzbar machen. Dies wird allerdings vom Autor bezweifelt, da über den Winter mit Sicherheit ein starker Austrag der Nährstoffe stattfindet. Es ist nicht ausgeschlossen, daß ein Übergreifen des Feuers von den schmal parzellierten Feldern auf die Bereiche der offenen Trockenrasen immer verhindert werden konnte. Falls Feuer bis in die wärmeliebenden Pflanzengesellschaften vorgedrungen war, bewirkte es ein Offenhalten der Vegetation. Somit hatten die lichtbedürftigen Arten bessere Chancen, sich zu entwickeln. Mit dem Anpflanzen der Kiefern auf der Hochfläche der Erhebung vor etwa 60 Jahren dürfte das Feuerlegen an den ackerbaulich genutzten Hängen des Pińczówer Hügels aber nicht mehr in dem Maße wie vorher stattgefunden haben. Die Kiefer faßt sehr schnell Feuer und beginnt dann lodernd zu brennen. Diesen Verlust des angepflanzten Kiefernforstes wollte man im Untersuchungsgebiet gewiß verhindern.

Einen großen Einfluß auf die Vegetationsentwicklung im Untersuchungsgebiet übte der Kalksteinabbau aus, der bis Mitte der 70er Jahre des letzten Jahrhunderts betrieben wurde. In der Umgebung gab es mehrere Steinbrüche, in denen der Kalkstein abgebaut wurde und unter anderem nach dem Zweiten Weltkrieg beim Wiederaufbau der Stadt Warschau Verwendung fand (IRLA 1997: 11). Eine erste Kalksteingewinnung im Untersuchungsgebiet wird aus dem 11. Jahrhundert beschrieben (romanische Bauten, z.B. Zisterzienserabtei in Jędrzejów nördlich von Pińczów). Seit dem 13. Jahrhundert fand der Abbau ununterbrochen statt und erreichte seine Blütezeit im 16. Jahrhundert, als sich berühmte italienische Steinmetze hier ansiedelten. Aus dieser Zeit stammen die Renaissance-Bauten in der Nähe von Pińczów (z.B. Renaissanceattika der Tuchhallen in Krakau). Natürlich wurde der Stein, der sich aufgrund seiner Eigenschaften hervorragend als Baumaterial eignet, auch für zahlreiche Gebäude in der direkten Nähe der Kalksteinbrüche verarbeitet (IRLA 1997: 11). In einigen Bereichen kann man seit der Renaturierung der Steinbrüche eine Ausbreitung verschiedener Steppenpflanzen beobachten. Der Kalksteinabbau löste eine massive Störung der Standorte aus, die mit einer vorübergehenden Verringerung der Verbuschung in Verbindung zu bringen ist. Es ist zu vermuten, daß die Ausbildung des Kalkmagerrasens im Untersuchungsgebiet sehr stark an diese Entwicklung gekoppelt ist.

Aufgrund der beschriebenen Verhältnisse muß angenommen werden, daß sich die seltene licht- und kalkliebende Pflanzengesellschaft erst durch die massive anthropogene Störung im Gebiet entwickeln konnte. Die menschliche Tätigkeit bleibt dabei nicht nur auf den Kalksteinabbau beschränkt, sondern drückt sich auch in einer Beweidung des Gebietes und in einer quasinatürlich-anthropogen verstärkten Erosion der Oberhänge der Erhebung aus. Auf diesen, vom Menschen stark beeinflussten Standorten ist der Kalkmagerrasen (*Inuletum ensifoliae*) konkurrenzstark genug, um sich als Sekundärvegetation ausbreiten zu können. Eine zusammenfassende Übersicht über die Entstehung des Kalkmagerrasens im Untersuchungsgebiet gibt Abbildung 38.

Anthropogen bedingte Entstehung von Trocken- und Halbtrockenrasen

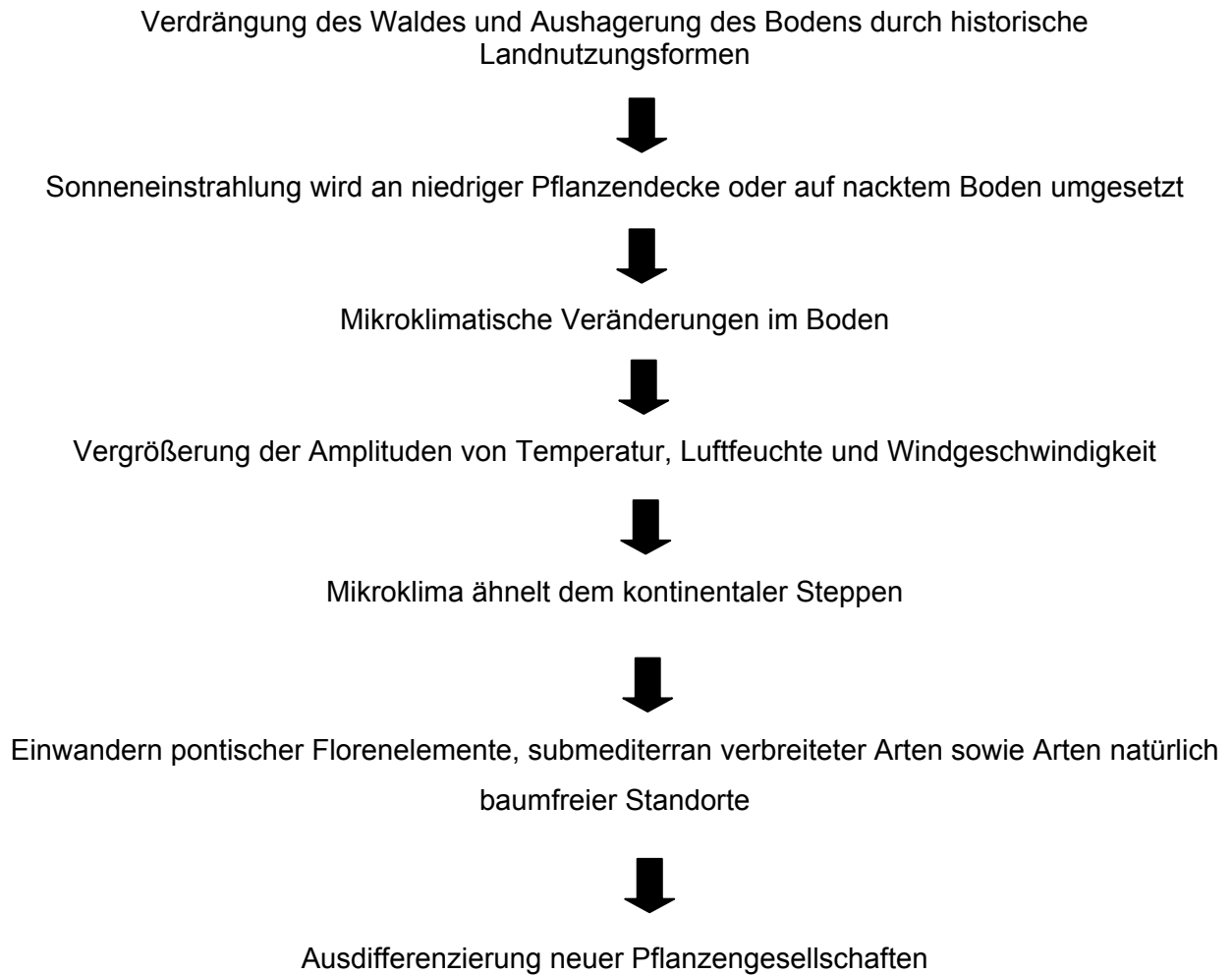


Abb. 38: Anthropogen bedingte Entstehung von Trocken- und Halbtrockenrasen

8.3 Charakteristik und botanische Besonderheiten des Kalkmagerrasens *Inuletum ensifoliae*

8.3.1 Gesellschaftssystematik

Die Pflanzengesellschaft *Inuletum ensifoliae* ist ein kalkholder, subkontinentaler Halbtrockenrasen, der nach SCHUBERT, HILBIG & KLOTZ (1995: 277) und POTT (1995: 352) größtenteils aus wärmeliebenden Laubwäldern (Waldsteppe) hervorgegangen ist. Durch Beweidung und Abbrennen der Vegetationsdecke ist diese Rasengesellschaft der kalkreichen flachgründigen Böden (meist Rendzinen) in einigen Gebieten bis heute offengehalten worden (RUNGE 1990: 206). Die Pflanzen dieser Gesellschaft entstammen hauptsächlich dem pontischen Florenelement (östliche und südöstliche Steppen Europas).

Im Folgenden ist eine Übersicht zur Einordnung in die Gesellschaftssystematik der Pflanzen gegeben:

Tab.15: Einordnung des Kalkmagerrasens in die pflanzensoziologischen Einheiten

Hierarchie der pflanzensoziologischen Einheiten				
Vegetationseinheit	Charakteristiken	Endung (lat.)	Bezeichnung (lateinisch)	Bezeichnung (deutsch)
Klasse	Charakterarten	-etea	Festuco-Brometea	kalkholde Trocken- und Halbtrockenrasen
Ordnung	Charakterarten	-etalia	Festucetalia valesiacaе	kontinentale Trocken- und Halbtrockenrasen
Verband	Charakterarten	-ion	Cirsio-Brachypodion	Subkontinentale Halbtrockenrasen
Assoziation	Charakterarten	-etum	Adonido vernalis-Brachypodietum pinnati	Adonisröschen-Fiederzwenken-Halbtrockenrasen
lokale Assoziation	Charakterart	-etum	<i>Inuletum ensifoliae</i>	reliktische Blumensteppe (blühende Wiesensteppe)

Aus Tabelle 15 wird ersichtlich, daß der Schmalblättrige Alant (*Inula ensifolia*) die Charakterart der Assoziation der Pflanzengesellschaft bildet. Nach ihm wurde die Assoziation benannt. Die deutsche Bezeichnung hängt vermutlich mit den verschiedenen Blütenfarben, die innerhalb der Assoziation über die gesamte Vegetationsperiode verteilt auftauchen, zusammen (IRLA 1997: 2). Aus dem deutschen Namen der Gesellschaft geht außerdem hervor, daß die Pflanzengemeinschaft nicht im Einklang mit der sie umgebenden Geofaktorenkonstellation steht. Insbesondere ist hier die makroklimatische Situation zu nennen, die für eine natürliche Verbreitung dieser Gesellschaft besonders seit dem Subatlantikum (Buchenzeit) zu feucht und zu kühl ist. Die Region um Pińców ist nach PELZER (1991: 62) eine Region der Kiefern-



Abb.39: Schmalblättriger Alant (*Inula ensifolia*)

Buchenwälder. Die Kiefern-Buchenwälder bilden auf Grundlage der heutigen makroklimatischen Situation die potentielle natürliche Vegetation im Gebiet. Die wärme-liebenden Pflanzengesellschaften stammen zu einem großen Teil aus der Zeit des nacheiszeitlichen Wärme-optimums und konnten nur unter Sonderbedingungen in bestimmten Refugien überdauern. Der Schmalblättrige oder auch Schwertblättrige Alant, ist ein Korbblütengewächs, gehört zur Gattung der Asteraceae und zeichnet sich während der Blütezeit durch eine leuchtend gelbe Farbe aus (Abb. 39). Die Blütezeit ist relativ kurz und liegt zwischen Juli und August. Das massenweise Auftreten der Charakterart der Assoziation bewirkt in der Blütezeit eine goldgelbe Färbung der Hänge, auf denen die Pflanzengesellschaft gedeiht. Der Schmalblättrige Alant zeigt in dieser Region Polens sein westlichstes und zugleich nördlichstes

Verbreitungsgebiet (IRLA 1997: 26). Natürlich beheimatet ist die Pflanzengesellschaft des Schmalblättrigen Alants nach RUNGE (1990: 206) im südöstlichen Mitteleuropa.

8.3.2 Geschützte Arten innerhalb der Pflanzengesellschaft

Die Steppenpflanzengesellschaft des Kalkmagerrasens *Inuletum ensifoliae*, die auf den Oberhängen der Erhebung von Pińczów gedeiht, enthält viele geschützte Arten und gilt als floristische Besonderheit (KOSTROWICKI & SOLON 1994: 195; OSTASZEWSKA 1999: 102). In Polen ist die Pflanzengemeinschaft auf sehr wenige Standorte beschränkt, gilt als Rarität und ist damit als unbedingt schützenswert einzustufen. Aus diesem Grund ist die Erhebung von Pińczów zum Reservat im Nida-Landschaftspark unter besonderen Schutz gestellt worden (erstmalig 1915). Der Nida-Landschaftspark ist einer von drei Landschaftsparks in der Umgebung von Pińczów. Zusammen bilden die drei Landschaftsparks den Parkkomplex Ponidzie, der 1986 gegründet wurde und eine Fläche von rund 85.500 ha umfaßt (KWIETNIEWSKA 2000: 43). In Abbildung 40 ist der Parkkomplex dargestellt. Neben dem Nida-Landschaftspark, der sich entlang des Flusses erstreckt, liegt im Norden der Szaniecki-Landschaftspark und im Südwesten der kleine Kozubowski-Landschaftspark. Flächenmäßig ist der Nida-Landschaftspark mit einer Ausdehnung von 23.164 ha der größte Park unter den drei Teilgebieten. Er umfaßt den unteren Lauf der Nida bis zu ihrer Mündung in die Weichsel. Der Park beinhaltet viele unterschiedliche

Biotope, die von extrem trockenen bis hin zu sumpfigen Wasserbiotopen reichen (ZAJĄCOWIE 2001: 38).



Abb.40: Landschaftsparkkomplex Poniżanie in der Umgebung von Pińczów

Innerhalb des Nida-Landschaftsparks befindet sich ca. 4 km nordwestlich der Gemeinde Pińczów bei der kleinen Ortschaft Skowronno Dolne ein Reservat, welches die floristischen Besonderheiten der Erhebung schützen soll. Dieses Schutzgebiet wurde erstmals 1915 gegründet und in den 60er Jahren des letzten Jahrhunderts reaktiviert. Die geschützten Arten innerhalb der dort auftretenden Pflanzengesellschaft *Inuletum ensifoliae* sind in Tabelle 16 aufgeführt. Weitere Arten innerhalb des Kalkmagerrasens zeigt Tabelle 17.

Tab.16: seltene und geschützte Arten des Kalkmagerrasens *Inuletum ensifoliae*

seltene und geschützte Pflanzenarten innerhalb des Kalkmagerrasens <i>Inuletum ensifoliae</i>				
deutscher Name	lateinischer Name	Bemerkung	Blütezeit	Foto
Berg-Aster	<i>Aster amellus</i>	Charakterart	7-8	35,43
Blut-Storchschnabel	<i>Geranium sanguineum</i>		4-7	44
Bologneser-Glockenblume	<i>Campanula bononiensis</i>		7-9	45
Brand-Knabenkraut	<i>Orchis ustulata</i>		5-6	
Dorniger Hauhechel	<i>Ononis spinosa</i>		6-8	
Federgras	<i>Stipa pennata</i>	Pionier (Kapitel 8.2)	5-6	48
Fiederzwenke	<i>Brachypodium pinnatum</i>	Charakterart	6-7	
Frühlings-Adonisröschen	<i>Adonis vernalis</i>	Charakterart	4-5	29
Gelbe Skabiose	<i>Scabiosa ochroleuca</i>		7-11	
Gelber Zahntrost	<i>Odontites luteus</i>		8-9	
Große Anemone (Steppenanemone)	<i>Anemone sylvestris</i>		4-5	30
Große Eberwurz	<i>Carlina acaulis</i>		7-8	46
Karthäuser-Nelke	<i>Dianthus carthusianorum</i>		6-9	54
Kleines Knabenkraut	<i>Orchis morio</i>		4-6	
Lein	<i>Linum hirsutum, flavum</i>	Charakterart	6-7	53
Ochsenzunge	<i>Anchusa barreliera</i>	endemisch	5-9	
Pfriemengras	<i>Stipa capillata</i>		7-8	
Purpur-Knabenkraut	<i>Orchis purpurea</i>		5-6	
Schmalblättriger Alant	<i>Inula ensifolia</i>	gesellschaftsbildende Charakterart	7-8	Abb. 39
Silberdistel	<i>Carlina onopordifolia</i>	Charakterart, extrem selten (voreiszeitliches Relikt!)	7-8	31,32
Steppen-Wolfsmilch	<i>Euphorbia seguieriana</i>		4-6	
Violette Schwarzwurz	<i>Scorzonera purpurea</i>		5-6	
Weißer Schwalbenwurz	<i>Vincetoxicum hirundinaria</i> (<i>officinale</i>)		5-7	55
Wiesen-Küchenschelle	<i>Pulsatilla pratensis</i>		4-6	52
Wiesen-Schlüsselblume	<i>Primula officinalis</i>		5-6	
Zwerg-Segge (Erd-Segge)	<i>Carex humilis</i>		5-6	

Tab.17: weitere Arten der Pflanzengesellschaft *Inuletum ensifoliae*

weitere Arten innerhalb der Pflanzengesellschaft <i>Inuletum ensifoliae</i>				
deutscher Name	lateinischer Name	Bemerkung	Blütezeit	Foto
Ästige Graslilie	<i>Anthericum ramosum</i>		6-7	49
Breitblättrige Platterbse	<i>Lathyrus latifolius</i>		6-7	
Geflecktes Ferkelkraut	<i>Hypochoeris maculata</i>		5-8	50
Gelbe Hauhechel	<i>Ononis natrix</i>		6-8	51
Gewöhnliches Sonnenröschen	<i>Helianthemum nummularium</i>		6-9	56
Kleine Resede	<i>Reseda phyteuma</i>		6-8	
Seidiger Backenklee	<i>Dorycnium germanicum</i>	Charakterart	7-8	
Sibirische Glockenblume	<i>Campanula sibirica</i>		7-8	
Stengellose Kratzdistel	<i>Cirsium acaule</i>		7-9	
Zypressen-Wolfsmilch	<i>Euphorbia cyparissias</i>	oft von Rostpilzen befallen	4-6	33,47



Foto29: Frühlings-Adonisröschen (*Adonis vernalis*)

Neben dem Schmalblättrigen Alant (*Inula ensifolia*) gibt es in der Pflanzengesellschaft einige weitere Charakterarten, von denen das Frühlings-Adonisröschen (*Adonis vernalis*) (Foto 29) eine besondere Stellung einnimmt, da diese Pflanze die übergeordnete Assoziation mitbestimmt. Dazu zählt auch die Fiederzwenke (*Brachypodium pinnatum*). Die Fiederzwenke ist ein Süßgras und tritt relativ häufig in xerotoleranten Vegetationsgesellschaften Euopas auf. Das Frühlings-Adonisröschen dagegen ist – wie der Schmalblättrige Alant – sehr selten und tritt nur in wenigen wiesensteppenartigen Gesellschaften innerhalb Mittel-, Süd- und Osteuropas auf. Die Pflanze gehört zur Ordnung der Hahnenfußgewächse (Ranunculaceae) und steht in Polen sowie in Deutschland unter Schutz (SCHAUER & CASPARI 1996: 150). Das Frühlings-Adonisröschen blüht im Frühjahr, wenn noch ausreichend Feuchtigkeit im Boden vorhanden ist. Dank des zahlreichen Auftretens in der Pflanzengesellschaft bilden sich während der Blütezeit ausgedehnte gelbe Teppiche. Die Pflanze bestimmt damit weitestgehend das Bild des Frühlingsaspektes der Vegetation.

Dieser Aspekt wird vor allem durch Geophyten beherrscht, zu denen die Steppenanemone (*Anemone sylvestris*) (Foto 30) und das Frühlings-Adonisröschen gehören. Geophyten sind



Foto30: Steppenaneemone (*Anemone sylvestris*)

Pflanzen, bei denen sich die Überdauerungsorgane im Boden befinden und durch diesen geschützt sind (Erdpflanzen).

In Anlehnung an RAUNKIAERS (1905) Lebensformenkonzept kann man anhand der Morphologie der Überdauerungsorgane verschiedene Geophyten unterscheiden: Rhizome, Zwiebeln, Knollen und Wurzelsprossen (SCAMONI 1963: 48). Der Sommer- und Herbstaspekt der Vegetation wird durch verschiedene Blütenfarben beherrscht, bei denen aber vorrangig Pflanzen auftreten, die zu den Hemikryptophyten gehören (Halbverborgene, vor allem Gräser). Bei diesen Pflanzen liegen die Überwinterungsorgane hart an der Erdoberfläche und genießen den Schutz durch abgestorbene Pflanzenteile. Bei den Chamaephyten

(Oberflächenpflanzen) liegen die Überdauerungsorgane wenige cm über der Erdoberfläche. Der Schutz der Knospen erfolgt durch die Pflanze selbst (SCAMONI 1963: 48, 49; ROTHMALER 1996: 35). In der Pflanzengesellschaft *Inuletum ensifoliae* sind auch einjährige Pflanzen zahlreich vertreten. Diese Therophyten besitzen keine Überdauerungsorgane. Sie vollziehen ihren Entwicklungszyklus von der Keimung bis zur Samen- bzw. Sporenreife in einer Vegetationsperiode und überdauern die für sie ungünstige Jahreszeit in Form von Samen oder Sporen (SCAMONI 1963: 48). Oft blühen die einjährigen Pflanzen sehr zeitig im Frühjahr und sterben ab, nachdem sie es geschafft haben, ihre Samen auszustreuen. Das ist auch ein Schutzmechanismus vor der großen Sommerhitze, in der Boden und Luft sich stark aufheizen und ein Wassermangel herrscht. Die Pflanzen entwickelten eine Reihe von weiteren Anpassungsmechanismen, die ihnen ein sparsames Haushalten mit der knapp bemessenen Ressource Wasser ermöglichen, um die heißen und trockenen Sommer zu überstehen. Viele von ihnen sind beispielsweise mit Haaren bedeckt, was die Verdunstung von Wasser von der Oberfläche der Pflanze erschwert. Diese Anpassungsmechanismen sollen aber nicht vorrangig Gegenstand der Betrachtung sein.

Eine weitere Möglichkeit, die Sommerhitze zu umgehen, besteht in der Anpassungserscheinung, erst relativ spät innerhalb der Vegetationsperiode zu blühen. Im Herbst kann man beobachten, daß sich die Vegetationsgemeinschaft nach der Sommertrockenheit erneut zu beleben beginnt. Einige Arten schaffen es, ihren Fortpflanzungszyklus noch vor der Winterruhe abzuschließen. Zu diesen Pflanzen gehört z.B. die Gelbe Skabiose (*Scabiosa ochroleuca*) (siehe Tab. 16). Kurz nach der Schneeschmelze und im späten Frühjahr blühen allerdings die

meisten Pflanzen und umgehen damit die hohen Temperaturen des Sommers. In der heißen Jahreszeit, wenn in diesen Biotopen die hohen Temperaturen ein Flimmern der Luft bewirken und der Boden bis auf das Gestein ausgetrocknet ist, sind viele Pflanzen bereits verblüht und befinden sich in der Ruhephase. Der jährliche Entwicklungszyklus des Halbtrockenrasens spiegelt die spezifischen Bedingungen des Mikroklimas und der damit verbundenen Bodeneigenschaften eindrucksvoll wieder.

Aufgrund des Auftretens von Pflanzen, die zu verschiedenen Lebensformen gehören, sind über das gesamte Jahr verteilt (Vegetationsperiode) verschiedene Blütenfarben in der Pflanzengesellschaft vorherrschend.

Die Silberdistel (*Carlina onopordifolia*) (Foto 31, 32) nimmt eine Sonderstellung innerhalb der Pflanzengesellschaft ein. Die Pflanze ist in ganz Polen nur auf 5-6 Standorten bekannt, von denen sich allein 4 im Parkkomplex Ponidzie befinden (OSTASZEWSKA 1999: 102; ZAJĄCOWIE 2001: 5). Eine Schutzbedürftigkeit dieser Art ist allein durch ihre Verbreitung und ihr seltenes Auftreten zu begründen. Die Silberdistel ist nicht nur aufgrund ihrer ausgesprochenen Seltenheit ein Sonderexemplar der wärmeliebenden Pflanzengemeinschaft. Die Pflanze stellt ein voreiszeitliches Relikt dar. Sie hat nach IRLA (1997: 6) die Eiszeiten im Vorkarpatensaum überdauert, der wohl in den Eiszeiten nicht vergletschert war. Das Gebiet der Wolynisch-Podolischen Platte um das heutige Lemberg (Ukraine) erstreckt sich von Südost-Polen bis an das Schwarze Meer bei Odessa. Dieses Rückzugshabitat ist ähnlich dem Gebiet, in dem die meisten Pflanzenarten des hier beschriebenen Kalkmagerrasens ihr natürliches Verbreitungsgebiet haben (pontische Region). In den Periglazialphasen breitete sich die Pflanze wieder in Polen aus und konnte auf einigen wenigen Standorten unter Sonderbedingungen überdauern (IRLA 1997: 6).



Foto31: Silberdistel (*Carlina onopordifolia*) ohne Pappus



Foto32: Silberdistel (*Carlina onopordifolia*) mit Pappus

Die Pflanzengesellschaft *Inuletum ensifoliae* enthält einige endemische Arten. Endemische Pflanzenarten (Endemiten) sind Pflanzen, die im Gegensatz zu den Kosmopoliten ein sehr enges Verbreitungsgebiet aufweisen. Das bedeutet, die Arten sind nur in einem eng begrenzten Areal einheimisch oder noch nirgendwo anders beschrieben worden (griech. endemos = einheimisch). Die Ochsenzunge (*Anchusa barreliera*) zum Beispiel ist ein Endemit, der nur in Polen auftritt und ebenfalls in der Pflanzengesellschaft zu finden ist (IRLA 1997: 20) (siehe Tab. 16).



Foto33: Zypressen-Wolfsmilch (*Euphorbia cyparissias*); links gesundes Exemplar, rechtes Exemplar von Rostpilzen befallen

Die Zypressen-Wolfsmilch (*Euphorbia cyparissias*) dagegen ist ein ausgesprochener Kosmopolit und kommt in weiten Teilen Europas vor (griech. kosmos = Welt; polites = Bürger; also Weltbürger). Die Pflanze zeigt im Untersuchungsgebiet zwei verschiedene Morphologien, wobei eine dieser äußeren Gestalt mit einer Krankheit zusammenhängt, die durch Rostpilze verursacht wird. In Foto 33 ist die veränderte Gestalt der Pflanze gegenüber einem gesunden Exemplar abgebildet. Die gesunde Pflanze weist eine völlig normale Gestalt auf, während die vom Erbsenrost (*Uromyces pisi*) befallene Pflanze in ihrer Bonität stark eingeschränkt ist. Sie ist damit nicht in der Lage sich fortzupflanzen. Die befallene Pflanze dient als Zwischenwirt für den Erbsenrost. Rostpilze werden in Form von Anemochorie verbreitet und übertragen. Die Windverbreitung ist dabei die wichtigste, aber nicht einzige Art der Verbreitung. Zur Anemochorie zählt ebenso die Übertragung durch verwehte Regentropfen

(SCHÖNBECK 1979: 51, 58). Die Symptome bei Befall reichen von einer Abweichung vom normalen Habitus der Pflanze über kümmerlichen Wuchs bis hin zum Absterben. Die Rostkrankheiten verdanken ihren Namen den orangebraunen Pusteln (Sporenlagern), die auf den infizierten Pflanzenorganen auftreten (SCHÖNBECK 1979: 146). In Foto 34 sind die Sporenlager auf der Blattunterseite der Pflanze zu erkennen.



Foto34: Sporenlager des Erbsenrostes (*Uromyces pisi*)

8.3.3 Ökologisches Verhalten ausgewählter Pflanzenarten innerhalb des Kalkmagerrasens *Inuletum ensifoliae*

Die Eigenschaften der Standorte, auf denen die seltene Assoziation des Kalkmagerrasens gedeiht, können nicht nur anhand der edaphischen und klimatischen Eigenschaften ermittelt werden. Auch die Pflanzen selbst geben Aussagen zur Standortqualität. Natürlich dürfen diese von ELLENBERG (1992) zusammengestellten Zeigerwerte nicht absolut betrachtet werden, sondern müssen immer im Zusammenhang mit den gemessenen Eigenschaften und Merkmalen beurteilt werden. Die Zeigerwerte nach ELLENBERG (1992) vervollständigen aber das Bild des Ökosystems sehr gut. So können mittels Zeigerpflanzen, die als Bioindikatoren dienen, Aussagen zu den Bodeneigenschaften oder zum Wasserhaushalt am Standort getroffen werden. Die Steppenanemone (*Anemone sylvestris*) hat nach ELLENBERG (1992) ein besonders charakteristisches ökologisches Verhalten, welches die Standorteigenschaften sehr deutlich widerspiegelt (Tab. 18).

Tab.18: Ökologisches Verhalten ausgewählter xerotoleranter Arten (nach ELLENBERG 1992)

Name	Ökologisches Verhalten				
	Licht	Temperatur	Kontinentalität	Feuchte	Reaktion
Frühlings-Adonisröschen (<i>Adonis vernalis</i>)	7	6	7	3	7
Berg-Aster (<i>Aster amellus</i>)	8	6	6	4	9
Fiederzwenke (<i>Brachypodium pinnatum</i>)	6	5	5	4	7
Gelbe Hauhechel (<i>Ononis natrix</i>)	8	8	3	3	8
Lein (<i>Linum flavum</i>)	8	7	6	4	8
Steppenanemone (<i>Anemone sylvestris</i>)	7	7	7	3	7

Die Skala der Werte reicht bei allen Faktoren von 1 bis 9 (außer Feuchte, 1 bis 12), wobei die Affinität zum jeweiligen Faktor steigt.

Die Steppenanemone weist eine Lichtzahl von 7, eine Temperaturzahl von 7, eine Kontinentalitätszahl von 7, eine Feuchtezahl von nur 3 und eine Reaktionszahl von ebenfalls 7 auf. Diese Werte zeigen eine hohe Affinität zu Licht, Temperatur und Kontinentalität. Die Pflanze verträgt einen hohen Strahlungsgenuß, wie er auf dem Oberhang des südwest-exponierten Hanges der Erhebung von Pińczów gegeben ist. Die edaphische und klimatische

Trockenheit des Standortes wird mit einer Feuchtezahl ausgedrückt, die im untersten Bereich der von ELLENBERG (1992) verwendeten Skala liegt.

Die meisten Pflanzen, die in dieser Gesellschaft gedeihen, müssen xerotolerant sein, da ein ausgeglichener Wasserhaushalt in den flachgründigen Rendzinen vor allem im Sommer nicht gewährleistet ist. Die Rendzinen in solchen Expositionen trocknen im Sommer des öfteren aus (SEMMELE 1991a: 47). Die Pflanzen müssen diesen Wasserstreß ertragen, um zu überleben.

Die von ELLENBERG (1992) angegebene Reaktionszahl der Steppen-anemone liegt in einem sehr hohen Bereich der Skala. Der im Untergrund anstehende Kalkstein bedingt alkalische Verhältnisse im Boden und zeigt, daß diese Verhältnisse von den meisten Pflanzen dieser Gesellschaft gut toleriert werden können.



Foto35: Berg-Aster (*Aster amellus*) direkt auf Kalksteinersatz

Besonders konkurrenzstark ist die Berg-Aster (*Aster amellus*) auf den stark basenhaltigen Standorten. Sie zeigt bei der Reaktionszahl den überhaupt höchstmöglichen Wert und gedeiht teilweise direkt auf dem Verwitterungsmaterial des Kalksteins (Foto 35). Die Pflanze erreicht bei der Lichtzahl den Wert 8 als Aussage für extrem sonnenexponierte Standorte. Die Berg-Aster gibt damit die Standortverhältnisse noch eindrücklicher wieder, als es die Werte, die für die Steppen-anemone existieren, vermögen. Auch die

anderen Arten, die in Tabelle 18 aufgeführt sind, unterstreichen die Verhältnisse am Standort eindrucksvoll. Die Aussagekraft der Zeigerpflanzen, zusammen mit den ermittelten edaphischen Eigenschaften, ermöglichen ein vollständiges Bild der ökologischen Bedingungen, mit denen die Pflanzen auf diesem Standort leben müssen.

Ändern sich die Standorteigenschaften, so ändert sich auch die Vegetationszusammensetzung. Werden die Verhältnisse noch trockener und flachgründiger, bilden sich kleine Streifen mit einer Assoziation heraus, die noch mehr trockentolerante und dadurch konkurrenzstarke Arten enthält. Zu diesen Bereichen zählen die schmalen, extrem trockenen und im Sommer stark aufgeheizten Spitzenlagen der Erhebung. Hier wird die Assoziation *Inuletum ensifoliae* von einer anderen Assoziation abgelöst bzw. durchdrungen, welche aber zur gleichen Ordnung gehört. Das *Sisymbrio-Stipetum capillatae* ist eine Rauken-Pfriemengras-Gesellschaft, die in ihrer floristischen Zusammensetzung auf das periglaziale Klima zurückgeht. Hinsichtlich der Artenzusammensetzung ist diese Pflanzengesellschaft den echten Federgrassteppen-

Gesellschaften, die in Podolien und Wolynien (Ukraine) vorkommen, am ähnlichsten (ŁUSZCZYŃSKI & ŁUSZCYŃSKA 1998: 2). Diese Assoziation zeigt keinen vollständig geschlossenen Bewuchs und zeichnet sich durch viele Horstgräser aus (z.B. Pfriemengras *Stipa capillata*, Federgras *Stipa pennata*, Furchen-Schwingel *Festuca rupicola*, Walliser Schwingel *Festuca valesiaca*, Kleines Rispengras *Poa minor* und Steppen-Lieschgras *Phleum phleoides*). Die Gesellschaft wird nur von wenigen zweikeimblättrigen Pflanzen begleitet. Darunter befinden sich Sand-Fingerkraut *Potentilla arenaria (incana)*, Feld-Beifuß *Artemisia campestris*, Quendel-Sandkraut *Arenaria serpyllifolia* sowie Öhrchen-Gänsekresse *Arabis auriculata*. Letztere ist in ganz Polen nur an zwei Standorten bekannt. Neben den krautigen Pflanzen treten in dieser Gesellschaft zahlreiche Moose und Flechten auf (ŁUSZCZYŃSKI & ŁUSZCYŃSKA 2000: 12).

8.4 Zukünftiges Entwicklungspotential des Kalkmagerrasens *Inuletum ensifoliae*

Sobald die edaphischen Verhältnisse etwas feuchter werden, dringen sofort Gebüsche in die offenen Rasenflächen vor und gefährden die seltenen lichtbedürftigen und wärmeliebenden Pflanzenarten. Da die Trocken- und Halbtrockenrasen in Mitteleuropa nicht in erster Linie klimatisch bedingt sind, verändern sie sich schnell, wenn störende Faktoren, die bis zu ihrer heutigen Erhaltung beigetragen haben, ausbleiben (ELLENBERG 1996: 287). Die anthropogen bedingte Entstehung der Trocken- und Halbtrockenrasen im Untersuchungsgebiet wurde bereits diskutiert (Kapitel 8.2). Für die zukünftige Entwicklung ist von entscheidender Bedeutung, wie sich die Pflanzengesellschaft verändert, wenn keine Eingriffe des Menschen mehr stattfinden.

Fallen die vielfältigen anthropogenen Nutzungen weg, so können die großklimatischen Verhältnisse besser zum Tragen kommen und es setzt eine natürliche Sukzession ein, die über mehrere Stadien auf eine erneute Bewaldung des Gebietes hinausläuft (ŁUSZCZYŃSKI & ŁUSZCYŃSKA 2000: 12).

Die Region in Südpolen steht mit einer derartigen Entwicklung nicht allein. Auch aus anderen Gebieten werden Sukzessionen beschrieben, die nach einer Nutzungsaufgabe einsetzen und eine Verbuschung bzw. eine Wiederbewaldung zur Folge haben. Im Mittleren Saaletal zum Beispiel sind die Muschelkalkhänge, die einer früheren Nutzung als Rebenstandort und Weidefläche unterlagen, heute stark an xerothermen Arten verarmt, da eine Gehölzsukzession einsetzte (HIRSCH, MANN & MÜLLER 1998: 335). Mit dieser Entwicklung sind viele der lichtliebenden Pflanzenarten des Halbtrockenrasens bedroht bzw. im Vegetationsbild schon ganz verschwunden.

Eine initiale Verbuschung, die als erste Stufe in der natürlichen Sukzession der offenen Rasengesellschaften steht, wird vor allem durch das Beenden des Mähens und der Weidewirtschaft ausgelöst. Besonders stark verantwortlich für die Verbuschung im Untersuchungsgebiet sind Strauchgesellschaften, die sich von den Rändern der offenen Rasendecke her nähern. Die Gebüschstreifen bestehen hier vor allem aus einer wärmeliebenden Liguster-Schlehen-Gebüschgesellschaft (*Ligustro-Prunetum spinosae*). Diese Pflanzenassoziation ist reich an Schlehen (*Prunus spinosa*) und Gewöhnlichem Liguster (*Ligustrum vulgare*). Diese beiden Sträucher bilden die Charakterarten der Pflanzengesellschaft und verleihen der Assoziation ihren Namen. Neben den Charakterarten *Prunus spinosa* und *Ligustrum vulgare* treten weitere wärmeliebende Sträucher und auch krautige Pflanzen in der Gesellschaft auf. Die häufig vorkommenden Sträucher sind in Tabelle 19 zusammengestellt.

Tab.19: wichtige Arten der Liguster-Schlehen-Gesellschaft (*Ligustro-Prunetum spinosae*)

Arten der Liguster-Schlehen-Gesellschaft (<i>Ligustro-Prunetum spinosae</i>)				
deutscher Name	lateinischer Name	Bemerkung	Blütezeit	Foto
Blutroter Hartriegel	<i>Cornus sanguinea</i>	Pioniergehölz, Ausbreitung durch Wurzelsprossen	5-6	
Eingrifflicher Weißdorn	<i>Crataegus monogyna</i>	Pioniergehölz, Ausbreitung durch Wurzelsprossen	5-6	
Gewöhnlicher Liguster (Rainweide)	<i>Ligustrum vulgare</i>	Charakterart, Pioniergehölz	6-7	
Hunds-Rose (Hagebutte)	<i>Rosa canina</i>	Pioniergehölz, Ausbreitung durch Wurzelsprossen, Rosenschwämme	5-6	36,38
Kornelkirsche	<i>Cornus mas</i>		3-4	
Purgier-Kreuzdorn	<i>Rhamnus cathartica</i>	Ausbreitung durch Wurzelsprossen	5-6	
Sal-Weide	<i>Salix caprea</i>	Pioniergehölz	3-5	57
Schlehe (Schwarzdorn)	<i>Prunus spinosa</i>	Charakterart, Ausbreitung durch Wurzelsprossen	3-4	37
Strauch-Kirsche (Steppenkirsche)	<i>Cerasus fruticosa</i>	Pioniergehölz	4-5	58
Weichsel-Kirsche	<i>Cerasus mahleb</i>	selten	4-5	
Wolliger Schneeball	<i>Viburnum lantana</i>		5-6	

Besonders auffällig ist, daß die meisten Arten dieser Gebüschgesellschaft sich vorwiegend durch Wurzelausläufer (Wurzelsprossen) vermehren. Diese Verbreitungsart ist unabhängig von Wind oder der Verbreitung durch Tiere (Zoochorie) und daher autonom. An diese Ausbreitungsart sind oft Pflanzen gebunden, die als Pioniergehölze sehr rasch neue Standorte besiedeln können (siehe Tab. 19). Die Hunds-Rose (*Rosa canina*) ist zum Beispiel eine solche Pflanze, die auf nicht mehr bewirtschafteten Flächen sehr schnell als Pioniergehölz aufkommt und sommerwarme, basenreiche Standorte bevorzugt besiedelt. Sie hat, wie viele der anderen aufkommenden Sträucher, ein hohes Lichtbedürfnis (HECKER 1998: 318).

All diese Voraussetzungen sind für die mit dem offenen Halbtrockenrasen bestandenen Oberhänge der Erhebung von Pińców erfüllt. Die Hagebutte, wie sie auch im Volksmund



Foto36: Rosenschwamm der Hunds-Rose (*Rosa canina*)

aufgrund ihrer Früchte genannt wird, besitzt häufig auffällige Gallen, sogenannte Rosenschwämme (Foto 36). Diese rötlichen Kugelgebilde werden von der Rosengallwespe (*Diplolepis rosae*) hervorgerufen. Sie gehen aus den Blattanlagen hervor und sind im Inneren mehrkammerig. In jeder Kammer entwickelt sich eine Larve dieses Insektes (HECKER 1998: 319).

Die Gebüschgesellschaften dringen bei Nutzungsaufgabe vom Rand der offenen Rasengesellschaft sehr schnell vor. Besonders stark zu beobachten ist die Verbuschung in Bereichen etwas besserer Standortqualität. Dazu zählen die wesentlich tiefgründigeren Unterhangbereiche der Erhebung ebenso wie die etwas besseren Standorte auf der Verebnung



Foto37: Schlehe (*Prunus spinosa*)

des Hügels (Parabraunerden, siehe Kapitel 4.4.1). Von diesen Bereichen ausgehend, können besonders die Pflanzen schnell in die Rasenflächen vordringen, die sich vorwiegend durch Wurzelsprossen vermehren. Die Pflanzen bilden dann rasch undurchdringliche Dickichte, so wie es bei den Schlehen und Hunds-Rosen im Untersuchungsgebiet der Fall ist (Foto 37, Foto 38) (HECKER 1998: 312). Abbildung 41 zeigt das Entwicklungspotential der Pflanzengesellschaft und der damit verbundenen Probleme. Die Sukzessionsreihe verläuft dabei über verschiedene Verbuschungsstadien bis hin zu Vorwald oder Wald. Als häufige Zwischenstadien kommen artenreiche Stauden- und Saumgesellschaften vor (HIRSCH, MANN & MÜLLER 1998: 335). Am Ende der Sukzession würde mit hoher



Foto38: Hunds-Rose (*Rosa canina*) Dickicht bildend; im Vordergrund: *Adonis vernalis*

Wahrscheinlichkeit ein wärmeliebender Laubwald stehen.

Die potentielle natürliche Vegetation im Gebiet ist nach PELZER (1991: 62) ein Kiefern-Buchenwald. Hier an diesem warmen und sonnigen Standort wäre sicher ein wärmeliebender Eichenmischwald (*Quercion pubescenti-petraeae*, auch Steppenheidewald) als Klimaxstadium zu erwarten (RUNGE 1990: 270).



offener Halbtrockenrasen (Herbstaspekt)



initiale Verbuschung



Schlehe (*Prunus spinosa*)



einsetzende Verbuschung vom Top des Hügels (*Rosa canina*)

Sukzession



Verdrängung lichtliebender Arten durch Gehölzsukzession



Abb.41: Entwicklungspotential des Kalkmagerrasens im Untersuchungsgebiet

Auch auf den Muschelkalkhängen Thüringens setzt die Sukzession mit einer Liguster-Schlehen-Gesellschaft ein und verdrängt die kalkholden Trocken- und Halbtrockenrasen im Gebiet. Diese Entwicklung führt zum Aussterben vieler lokaler und regionaler Populationen von Xerothermarten und geht einher mit einer gravierenden Verarmung des Biotop- und Artenspektrums in der Region (HIRSCH, MANN & MÜLLER 1998: 337). Die xerothermen Biotope

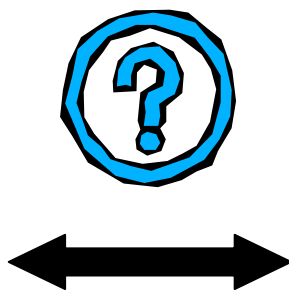
im Raum Jena sind in einzigartiger Weise in Mitteldeutschland konzentriert. Im Mittleren Saaletal sind sie im Gegensatz zu den im Untersuchungsgebiet beschriebenen Pflanzengesellschaften deutlich an kontinentalen Elementen verarmt. Aufgrund der geringeren Winterkälte treten in Thüringen vermehrt submediterran verbreitete Assoziationen an ihre Stelle (HIRSCH, MANN & MÜLLER 1998: 336). Erfolgen keine Eingriffe in das Biotop des Untersuchungsgebietes scheinen ähnliche Entwicklungen der Verbuschung und der damit einhergehende Lebensraumverlust vieler Organismen unaufhaltsam.

8.5 Diskussion zur Schutzwürdigkeit der seltenen Pflanzengesellschaft

Das Gebiet, in dem sich die seltene wärmeliebende und lichtbedürftige Pflanzengesellschaft befindet, wurde 1986 mit der Gründung eines Landschaftsparkkomplexes (Ponidzie) unter Schutz gestellt. Ein sehr kleines Reservat (1,93 ha), welches sich im Nida-Landschaftspark befindet, soll die floristischen Besonderheiten der Erhebung von Pińczów schützen. Dieses kleine Reservat wurde 1960 gegründet und umfaßt nur einen Teil der schutzwürdigen Biotpe (ŁUSZCZYŃSKI & ŁUSZCZYŃSKA 2000: 10). Es finden wahrscheinlich seit dieser Zeit keine Eingriffe des Menschen im Untersuchungsgebiet mehr statt, sodaß die Gebüschgesellschaften zum Teil schon sehr weit in die offenen Rasenflächen vordringen konnten. Paradox daran ist, daß ein Naturschutz ohne Eingriffsregelungen, wie er momentan im Gebiet existiert, zum Verdrängen der geschützten Arten durch natürliche Sukzession führt. An dieser Stelle läßt sich nun das Problem des Naturschutzes in der eingangs formulierten Fragestellung aufgreifen. Soll eine vom Menschen mitgeschaffene und erhaltene Pflanzengesellschaft auf einem Sonderstandort erhalten werden (Abb. 42)?



Naturschutz ohne Eingriffe



...mit Pflegemaßnahmen

Abb.42: Auswirkungen des Naturschutzes ohne Pflegemaßnahmen

Es gibt einige Argumente, die für ein vom Menschen unberührtes Ökosystem stehen. Gleichzeitig wird aber damit das Aussterben vieler seltener Pflanzenarten in Kauf genommen. Natürlich wäre die einfachste Möglichkeit, das Biotop sich selbst zu überlassen, auch die kostengünstigste Variante. Nach HIRSCH, MANN & MÜLLER (1998: 335, 336) haben auch die verschiedenen Sukzessionsstadien ihre Berechtigung, da sie oft sehr artenreich sind und zahlreiche gefährdete Pflanzen beinhalten.

Die historische Entwicklung der Kulturlandschaft im Raum Pińczów und die Erkenntnisse zur potentiell natürlichen Vegetation machen deutlich, daß die Halbtrockenrasen im Untersuchungsgebiet keine natürlichen Biotope darstellen, sondern Ergebnis einer jahrhundertelangen Nutzungsgeschichte sind. Findet keine nennenswerte Nutzung mehr statt, setzt in Abhängigkeit von der makroklimatischen Situation und von Bodenanreicherungsprozessen nach kurzer Zeit ein Sukzessionsvorgang ein, der über verschiedene Zwischenstufen letztlich zum Wald führt. Ohne diesen gegenwärtig bereits ablaufenden Prozessen Einhalt zu gebieten, kommt es mit fortschreitender Gehölzsukzession zum Verschwinden der xerothermen Offenlandbiotope. Es würde eine Uniformierung der Landschaft einsetzen, die mit einem dramatischen Verlust der historisch gewachsenen Artenvielfalt verbunden wäre.

Es ist hier außerdem anzumerken, daß das Gebiet der steilen Oberhänge der Erhebung von Pińczów eine wichtige Refugialfunktion für basiphile (kalkliebende) und bedrohte Pflanzenarten ausübt. Der Standort zeigt damit seine besondere Bedeutung für den botanischen Artenschutz. Neben der Bewahrung floristischer Kostbarkeiten, geht es im konservierenden Naturschutz



Foto39: Zauneidechse (*Lacerta agilis*)

natürlich auch um den Erhalt der Tiere in der vom Menschen mitgestalteten Kulturlandschaft. Im Untersuchungsgebiet trifft man sehr häufig auf die Zauneidechse (*Lacerta agilis*), die ebenfalls an offene Vegetation gebunden ist (Foto 39). Nicht gänzlich außer Acht gelassen werden soll die landschafts-ästhetische Bedeutung der blühenden Rasenflächen zu den verschiedenen Jahreszeiten.

Mit dem Erhalt der Pflanzengesellschaft wird die Biodiversität in der Kulturlandschaft langfristig erhalten. Setzt dagegen eine natürliche Sukzession am Standort ein, werden nicht nur seltene Pflanzenarten verdrängt. Die Auswirkungen des Naturschutzes ohne Eingriffsregelungen sind enorm vielschichtig, wie das Beispiel der Zauneidechse zeigt. Der Autor der vorliegenden Arbeit ist daher der Ansicht, daß es sich durchaus lohnt, dieses Biotop auch in der Zukunft zu erhalten. Es sollte daher ein Naturschutz angestrebt werden, der auf die Pflege des Halbtrockenrasens ausgerichtet ist. Dafür ist eine Reihe spezieller Maßnahmen erforderlich, welche im folgenden Kapitel erläutert werden. Für den Erhalt der Pflanzengesellschaft in ihrer einzigartigen Kombination sprechen zahlreiche Argumente, die in Tabelle 20 noch einmal zusammengefaßt dargestellt sind.

Tab.20: Argumente für den Erhalt der seltenen Pflanzengesellschaft

Argumente für den Erhalt der Pflanzengesellschaft (<i>Inuletum ensifoliae</i>)
Schutz von gefährdeten Pflanzenarten
Schutz von bedrohten Tierarten
Erhöhung der Biodiversität in der Kulturlandschaft
wichtige Refugialfunktion des Standortes für botanische Besonderheiten (z.B. Eiszeitrelikte)
Erhalten der historisch gewachsenen Kulturlandschaft
Bewahrung des landschaftsästhetischen Elementes der blühenden Wiesensteppen

8.6 Maßnahmen und Handlungskonzepte für den Erhalt des Kalkmagerrasens im Untersuchungsgebiet

Das Hauptproblem des Naturschutzes besteht darin, daß bei der Kalkmagerrasenfläche ein Biotop geschützt und erhalten werden sollte, welches nutzungsbedingt entstanden ist, dessen Nutzung aber nicht mehr fortexistiert bzw. zukünftig kaum noch wirtschaftlich zu gestalten ist. Ein erster Ansatzpunkt im Schutzgedanken dieses Gebietes liegt im Ausbau bereits etablierter Nutzungsformen wie Streuobstnutzung oder Heunutzung. Eine gezielte Wiederaufnahme bestimmter Nutzungsformen wie Schaf- und Ziegenbeweidung sowie eine gezielte Mahd oder auch ökologischer Weinbau können die Sukzessionsdynamik im Untersuchungsgebiet stark einschränken und auch zukünftig Raum für die lichtliebenden Xerothermartens schaffen (KOCH & BERNHARDT 1996: 66). Dabei ist insbesondere eine Rückkehr zu extensiven Nutzungsformen notwendig. Im Folgenden werden Möglichkeiten und Konzepte vorgestellt, die den Erhalt der seltenen Pflanzengesellschaft als Ziel haben.

Zahlreiche, besonders wärmeliebende Arten benötigen sehr hohe Wärmesummen und damit offenes Gelände ohne jede Beschattung. Populationsökologische Untersuchungen haben ergeben, daß die Populationen dieser Arten umso stabiler sind, je großflächiger der offene Trockenhang ist. Auf großflächig offenen Hängen verläuft die Gehölzsukzession auch wesentlich langsamer als auf kleinstrukturierten Hangbereichen. Ziel muß es deshalb sein, großflächig offene Hänge in diesem Zustand zu erhalten oder zu entwickeln. Damit wird erreicht, daß die Mindestareale und minimal überlebensfähige Populationsgrößen für alle an die offenen Bereiche angepaßten Organismen sicher überschritten werden (HIRSCH, MANN & MÜLLER 1998: 338).

Dazu ist es notwendig, die gering verbuschten Bereiche durch ein Entfernen der Sträucher offenzuhalten. Vorhandene Gehölze können manuell entfernt werden. Ähnliche Auswirkungen können erreicht werden, wenn die Stockausschläge der betreffenden Pflanzen regelmäßig beseitigt werden (VAHLE 2004: 13). Durchaus möglich erscheint auch die Methode des Abbrennens, bei der aber bestimmte Pflanzen gefördert werden, die eine Stoffspeicherung im Rhizom aufweisen. Besonders bevorteilt sind hier nach REIN & OTTE (2001: 162) einige Gräser, wie beispielsweise die Fiederzwenke (*Brachypodium pinnatum*).

Dort allerdings, wo die Großflächigkeit der offenen Bereiche nicht mehr gegeben ist, und nur unter sehr hohem wirtschaftlichen Aufwand wieder herstellbar wäre, können auch die durch Sukzession strukturierten Bereiche erhalten werden, da sie besonders für die Bewohner trockenwarmer Gebüsche von enormer Bedeutung sind. Hier ist aber darauf zu achten, daß der Lebensraum der offenen Gesellschaften nicht weiter eingeschränkt wird.

Zur Erhaltung der Möglichkeit des genetischen Austausches ist es weiter notwendig, Biotopverbände zu schaffen, da ein Diasporenvorrat von der Fläche des Halbtrockenrasens selbst meist nicht ausreicht, um ein Überleben bedrohter Arten zu sichern (KOCH & BERNHARDT 1996: 65, 67). Das Wort Diasporen leitet sich von dem griechischen Wort *diaspora* ab, was soviel wie ausstreuen bedeutet. Der Begriff bezeichnet die Verbreitungseinheiten der Pflanzen. Durch den inselartigen Charakter des Biotops im Untersuchungsgebiet ist der Austausch von kalkmagerrasentypischen Populationen weitgehend ausgeschlossen. Möglicherweise hat früher ein stärkerer Austausch von Diasporen stattgefunden. Ein Verbreitungsweg waren sicherlich die Aktivitäten, die mit dem Kalksteinabbau im Gebiet in Verbindung standen. Südlich des Nida-Landschaftsparkes, im Kozubowski-Landschaftspark, existieren ähnliche Pflanzengesellschaften auf flachgründigen Rendzinen (PŁASKI 2002: 3). Im dortigen Reservat Polana Polichno wird die gleiche Pflanzenassoziation geschützt, die auch im Untersuchungsgebiet vorkommt (*Inuletum ensifoliae*). Für die Zukunft der Kalkmagerrasen beider Standorte ist sicher eine Biotopvernetzung als günstig zu bewerten. Diese Biotopvernetzung kann durch eine gezielte Wanderschäferie erreicht werden. Am besten für

eine Beweidung geeignet erscheinen Mischherden aus Schafen und Ziegen (BRENNER, PFEFFER & SCHUMACHER 2004: 167).

Sind die beschriebenen Voraussetzungen erfüllt und dominiert wieder die offene Rasenfläche, ist die Beweidung neben der Mahd die klassische Variante der Pflege von Magerrasen (SCHUBERT, HILBIG & KLOTZ 1995: 276). Die Autoren fordern regelrecht eine dieser Nutzungsformen für artenreiche und gefährdete Halbtrockenrasen, um eine rasch einsetzende Gehölzsukzession zu verhindern. Die Beweidung hat das Ziel, eine Ausbreitung wärmeliebender Sträucher zu verringern, insbesondere die durch Wurzelausläufer stark vermehrbaren Arten wie Schlehe, Rose, Kreuzdorn und Weißdorn (siehe Tab. 19). Gegenüber der Mähnutzung, die bei ungünstigen Standortbedingungen (z.B. starke Hangneigung) oft nur unter erheblichem Aufwand möglich ist, hat die Beweidung, insbesondere bei großflächigen Gebieten, unumstrittene Vorteile. Dazu kommt außerdem, daß die Schäferei die einzige Nutzungsform im Gebiet darstellt, die nicht nur im Nebenerwerb durchführbar ist (HIRSCH, MANN & MÜLLER 1998: 339).

Das Ziel der Offenhaltung und Pflege durch Beweidung kann aus Sicht des Naturschutzes ein gewisses Konfliktpotential bergen, da naturgemäß nicht nur die unerwünschten Pflanzenarten, sondern auch die sogenannten Zielarten von den Schafen gefressen werden. Nach wie vor bestehen daher zum Teil Vorbehalte gegenüber der Beweidung, vor allem, wenn es um den Schutz einzelner seltener und gefährdeter Arten geht (BRENNER, PFEFFER & SCHUMACHER 2004: 167).

Bei der Hüteschafhaltung weiden die Tiere tagsüber und werden nachts sowie in der Regel auch über Mittag gepfercht. Durch die Nährstoffaufnahme auf der Weide (Halbtrockenrasen) einerseits und die Nährstoffabgabe über die Exkremente im Pferch andererseits kommt es zu einem horizontalen Nährstofftransport. Im Sinne der Vermeidung einer punktuellen Eutrophierung (Pferch) dürfen Mittags- und Nachtpferche nur auf intensiven Grünlandflächen oder Äckern errichtet werden. Hier kann der Stickstoff durch die jeweilige Nutzung effizient entzogen werden. Zum Schutz sehr seltener Tier- und Pflanzenarten ist es notwendig, jahreszeitliche Einschränkungen hinsichtlich des Beweidungszeitraumes und der Besatzdichte zu geben.

Bei einem Beweidungsversuch auf flachgründigen Rendzinen der Kalkeifel (südliche Exposition) mit einem Halbtrockenrasen (Enzian-Schillergrasrasen, *Gentiano-Koelerietum pyramidatae*) wurden folgende Beobachtungen gemacht: Ein Teil der über die Futteraufnahme entzogenen Nährstoffe wird kurzfristig über die Exkremente der Weidefläche zugeführt, doch kann mit den Nährstoffausscheidungen im Pferch ein erheblicher Nährstoffentzug aus dem

Kalkmagerrasen realisiert werden (BRENNER, PFEFFER & SCHUMACHER 2004: 170). Diese Voraussetzung ist für die Zukunft des Halbtrockenrasens von entscheidender Bedeutung, ist doch das geringe Verhältnis an Nährstoffen neben der Wasserarmut eine wesentliche Grundlage der Ausbildung des Magerrasens am Standort (KOCH & BERNHARDT 1996: 63).

Die Futterraufnahme der Schafe bewirkt eine leichte Veränderung im Pflanzenbestand. Im allgemeinen gilt, daß die Nahrungsauswahl weniger in einem aktiven Bevorzugen, als vor allem in einem Verschmähen bestimmter Pflanzen und Pflanzenteile besteht. Zu Beginn der Beweidung werden nach BRENNER, PFEFFER & SCHUMACHER (2004: 172) hauptsächlich Blüten und saftige Pflanzenteile verbissen. Im weiteren Verlauf der Beweidung läßt sich beobachten, daß die Tiere die unteren Schichten der Pflanzenbestände fressen. Dabei werden auch die jungen Triebe von Sträuchern wie Wolliger Schneeball (*Viburnum lantana*) und Schlehe (*Prunus spinosa*) verbissen. Evident ist, daß besonders verholzte und trockene Pflanzenteile gemieden werden, während die Schafe die gleichen Arten als Jungpflanzen gern aufnehmen. Hier liegt der besondere Ansatz der Beweidung als ausgesprochen geeignete Maßnahme, die offenen Rasenflächen zu pflegen. Insgesamt zeigt sich, daß der Anteil der Gehölze umso geringer ist, je intensiver die Magerrasen beweidet werden (REIN & OTTE 2001: 163). Allerdings ist der Anteil älterer dornbewehrter Straucharten (wie Schlehe, Hunds-Rose und Weißdorn) mit einer derartigen Methode nicht zu verringern. Hier muß das manuelle Entfernen der weideresistenten Gehölze zum Einsatz kommen.

Obwohl der Fiederzwenke (*Brachypodium pinnatum*) allgemein eine geringe Akzeptanz bei Weidetieren zugeschrieben wird, meiden die Schafe die Pflanze nicht generell (BRENNER, PFEFFER & SCHUMACHER 2004: 172). Das ist von großer Bedeutung, behaupten doch einige Autoren, daß die Pflanze bei übermäßiger Anzahl ein Verfilzen der Halbtrockenrasen bewirkt und somit ein Aufkommen der lichtliebenden Arten erschwert (KOCH & BERNHARDT 1996: 66; REIN & OTTE 2001: 157).

Eine Pflanzengesellschaft, die der im Untersuchungsgebiet sehr ähnlich ist, befindet sich auf Gipsgestein am Südfall des Kyffhäusers zwischen Rottleben und Steinhalleben. Es handelt sich hier um einen Adonisröschen-Fiederzwenken-Halbtrockenrasen (*Adonido vernalis-Brachypodietum pinnati*), der aufgrund des geringeren Kontinentalitätsgrades im Gegensatz zur Pflanzendecke des Untersuchungsgebietes deutlich an kontinentalen Elementen verarmt ist. Dies ist vorrangig auf die geringere Winterkälte in Mitteldeutschland zurückzuführen. Trotz des kleineren Anteils kontinentaler Elemente, entstammt ein Großteil der dominierenden Flora den pontisch-südsibirischen Steppenformationen, wie das ebenso im Untersuchungsgebiet der Fall ist. Das Gebiet der steilen süd-exponierten Hänge ist wie das Bearbeitungsgebiet durch starke anthropogene Beeinflussung geprägt. Daneben spielen die primären Voraussetzungen – wie das geringe Wasserspeichervermögen der extrem flachgründigen Böden am Standort – sowie

die starke Neigung der Hänge und der damit verbundene hohe Strahlungseffekt eine große Rolle bei der Ausprägung der Vegetation. Das milde Lokalklima (Jahresdurchschnittstemperatur ~ 8°C) und die verhältnismäßig geringen Niederschläge von etwa 500 mm/a ließen, zusammen mit einer historischen Nutzung, eine steppenähnliche Pflanzengesellschaft aufkommen, die gleichsam viele geschützte Arten enthält (DÖHLER 2002: 4). Auch auf diesem trockenen süd-exponierten Gipsstandort steht die Vegetation nicht mehr im Gleichgewicht mit den umgebenden Geofaktoren. Ein Trockenwald mit Traubeneichen wäre sicher das Klimaxstadium einer natürlichen Sukzession und damit die potentielle natürliche Vegetation. Aufgrund einer nachgewiesenen Beweidung seit dem Mittelalter konnte sich ein solch wärmeliebender Laubmischwald nicht dauerhaft etablieren. Auch heute findet in diesem Gebiet eine gezielte Beweidung mit Schafen statt, die das Ziel hat, die Sukzession auf einem sehr niedrigen



Foto40: Beweidung mit Schafen im NSG am Südrand des Kyffhäusers

Stadium zu halten (Foto 40). Das Areal ist als Naturschutzgebiet ausgewiesen und erhält dementsprechend eine Pflege, die seltenen xerothermen Arten Schutz bietet. Die Pflegemaßnahme der Beweidung ist in der mitteldeutschen Vergleichslandschaft sehr effektiv, verhindert sie doch schon seit einigen Jahren erfolgreich das Aufkommen von Gehölzen.

Insgesamt bleibt festzuhalten, daß die Hüteschafhaltung hinsichtlich Artenvielfalt, Populationsgrößen seltener Arten, Blühaspekt und Eindämmung der natürlichen Sukzession langfristig positive Effekte erzielt, die für das Untersuchungsgebiet genutzt werden sollten. Diese traditionelle Beweidungsform, die andernorts maßgeblich zur Entstehung und zum Erhalt der halbnatürlichen Magerrasen beigetragen hat, kann die dauerhafte Pflege der heute noch vorhandenen Vorkommen sehr gut gewährleisten. Eine Vernetzung der einzelnen Flächen der Kalkmagerrasenbestände kann durch Weidetiere effizient erfolgen (BRENNER, PFEFFER & SCHUMACHER 2004: 173). Bei einer Beweidung der offenen Rasenflächen im Untersuchungsgebiet muß aber die Besatzdichte mit Tieren gut bedacht werden, kann doch etwa durch erhöhten Viehtritt die Pflanzendecke stark beeinträchtigt werden. In diesem Zug ist auch von einer Bodenerosion die Rede, welche es unbedingt zu vermeiden gilt.

Weiterer Forschungsbedarf hinsichtlich der Artenentwicklung im Gebiet ist von Nöten, da zuverlässige Aussagen zur Dynamik des Pflanzenbestandes unter Beweidung oft erst Jahre später möglich sind (REIN & OTTE 2001: 157). Dazu sind über mehrere Jahre spezifische und detaillierte Artenlisten zu führen und immer wieder mit den Vorjahren abzugleichen.

Eine ebenfalls bekannte und sehr gut geeignete Maßnahme für den Erhalt offener Pflanzengesellschaften stellt die Mahd dar. Besonders eine alljährliche Mahd verhindert das Aufkommen relativ weideresistenter Holzarten wie Schlehe und Hunds-Rose. Diese Arten sind als Jungwuchs bei einer Pflegemahd extrem gefährdet und werden somit zum Vorteil der lichtliebenden und bedrohten krautigen Pflanzen zurückgedrängt (KOCH & BERNHARDT 1996: 67). Auch hier liegen den Autoren Ergebnisse aus einem Versuch vor, bei dem mehrere Kalkmagerrasen zu unterschiedlichen Zeiten gemäht wurden. Als besonders vorteilhaft für die offenen Rasenflächen und für den Erhalt geschützter Arten erscheint eine sogenannte einschürige Mahd im Spätherbst nach der Blüte der Halbtrockenrasen. Der Schnitt erfolgt am besten etwa 10 cm über dem Boden. Das Mähgut sollte auf den Flächen bzw. Hängen möglichst abtrocknen und mindestens einmal gewendet werden, um so eventuell noch an Pflanzenteilen anhaftendes Saatgut zu lösen. Das Schnittgut muß dann eingesammelt und abtransportiert werden. Bei einer Kombination von Mahd und Beweidung kann das anfallende Heu als Winterfutter für die Tiere eingesetzt werden. Bei mäßigem Gehölzaufwuchs sind auch größere Mähintervalle denkbar, um die Arbeitskosten bzw. den Aufwand zu senken (KOCH & BERNHARDT 1996: 68). Bei der Mahd ist es also auch möglich, die Vegetation in eine Optimalphase der Sukzession zurückzuführen bzw. ein bestimmtes Stadium der Sukzession zu erhalten.

Der Erhalt artenreicher Magerrasengesellschaften ist an relative Nährstoffarmut gekoppelt, die durch die beschriebenen Methoden erreicht werden kann. Aus naturschutzfachlicher Sicht stellt sicher eine Kombination beider Konzepte (Beweidung, Mahd) die beste Pflege für die Vegetationsdecke im Untersuchungsgebiet dar (BRENNER, PFEFFER & SCHUMACHER 2004: 171). Um diese Ziele zu erreichen, scheint es unumgänglich, mit den etablierten kleinen Landwirtschaftsbetrieben im Gebiet zusammenzuarbeiten.

Für den Schutz und den Erhalt des Kalkmagerrasens im Untersuchungsgebiet ist es auch notwendig, die Bevölkerung für derartige naturschutzfachliche Angelegenheiten zu sensibilisieren. Ein wichtiger Schritt darin liegt in der Bekanntmachung der Bedeutungen und Funktionen dieser Biotope innerhalb der historisch gewachsenen Kulturlandschaft. In diesem Zusammenhang muß die Akzeptanz dieser Lebensräume in der Bevölkerung deutlich erhöht werden. Sollen Magerrasen in der Gesellschaft mit einem positiven Wert besetzt werden, so wäre es vielleicht angebracht, das Wort „mager“ durch ein anderes zu ersetzen, da das Wort

eigentlich mit einem negativen Gedanken belegt ist. Für die Untersuchungsregion spielt das zwar keine Rolle, dennoch sollte generell, vor allem in Deutschland über derartige unterbewußte Bedeutungen nachgedacht werden. Das Wort „mager“ wird im allgemeinen Sprachgebrauch mit Askese, Schwäche und eventuell sogar mit knappen Kassen in Verbindung gebracht. VAHLE (2004: 11) schlägt deshalb vor, eine andere Bezeichnung für die nährstoffarmen, wärmeliebenden und lichtbedürftigen Pflanzengesellschaften zu begründen. VAHLE stellt die Magerrasen als „Lichtrasen“ dar, was sich aus der ökologischen Situation heraus sehr gut nachvollziehen läßt. In der englischsprachigen Literatur ist von *xerothermic grassland* oder im Falle von Kalkmagerrasen *limestone (calcareous) grassland* die Rede (VAHLE 2004: 10).

9 Ausblick



Foto41: winzige Langstreifenparzellen am südwest-exponierten Hang der Erhebung von Pińczów

Seit dem 1. Mai 2004 ist Polen ein Teil der Europäischen Union. Die kleinbäuerlichen Strukturen haben sich im Südosten des Landes – im Gegensatz zu anderen Gebieten Polens – trotz des Druckes sozialistischer Agrarreformen bis in die heutige Zeit erhalten (PÜTZ 2004: 10). Gründe für diese Strukturen sehen BORSIG & KRISZAN (2003: 47) in einer historischen Entwicklung, welche mit einer traditionellen Real-

ernte verbunden war. Daraus resultiert eine Flurzersplitterung, die heute noch in dem Vorhandensein von winzigen Langstreifenparzellen zu erkennen ist (Foto 41). Die durchschnittliche landwirtschaftliche Fläche in diesen Regionen Polens beträgt nur 3,7 ha (BORSIG & KRISZAN 2003: 47; PÜTZ 2004: 10).

Aus kulturlandschaftlicher und ökologischer Sicht stellt der kleinräumige Wechsel der Parzellen wertvolle Habitate dar, welche in anderen Teilen Polens oder in Deutschland durch die Flurbereinigung bereits nach dem zweiten Weltkrieg in große, undifferenzierte Schläge umgewandelt wurden. Fraglich ist, ob die kleinbäuerlichen, zumeist privaten Strukturen innerhalb der – für Polen neuen – Europäischen Gemeinschaft Bestand haben. Es werden sich große Veränderungen in der landwirtschaftlichen Produktion ergeben müssen, wenn die polnischen Bauern bei erhöhtem Konkurrenzdruck durch die Europäische Union rentabel wirtschaften wollen. Große Defizite in der aktuellen polnischen Landwirtschaft ergeben sich durch eine Überbeschäftigung, eine geringe Produktivität, einen zu undifferenzierten Spezialisierungsgrad, technische Rückständigkeit, dem ungenügend marktwirtschaftlich orientierten Management sowie einer problematischen Flächenstruktur. Gerade die kleinparzellierte Flächenstruktur läßt moderne Produktionsmethoden mit Maschineneinsatz nicht zu. Demgegenüber finden heute immer noch altertümliche Bewirtschaftungsmethoden, beispielsweise mit Pferdefuhrwerken, statt (Foto 42). Diese Verfahren und Anbaumethoden erlauben in den meisten Fällen nur eine Selbstversorgung (Subsistenzwirtschaft) und tragen wenig zur landwirtschaftlichen Vermarktung in der Region bei (BORSIG & KRISZAN 2003: 47, 48; PÜTZ 2004: 10). Dagegen fordert DEQUIM (1990: 480) schon seit der politischen Wende eine Spezialisierung der landwirtschaftlichen Produktion. Auch BORSIG & KRISZAN (2003: 54) und PÜTZ (2004: 10) sehen in dem Anbau von Sonderkulturen und dem ökologischen Landbau



Foto42: traditionelle Beackerung des südwest-exponierten Hanges mit einem Pferdegespann

Potentiale im Agrarsektor und Zukunftsperspektiven für die verunsicherten polnischen Bauern. Angesichts des starken Lohn- und Wohlstandsgefälles des ländlichen Polens zu den „alten“ EU-Staaten und auch zu den wirtschaftlichen Zentren des eigenen Landes, sind noch auf längere Sicht Möglichkeiten für die Verlagerung arbeitsintensiver Tätigkeiten gegeben. Außerdem besteht ein großes Verkaufspotential in der Vermarktung

ökologischer Produkte, welche als sogenannte „gesunde Nahrungsmittel“ im Westen einer hohen Nachfrage unterliegen (BORSIG & KRISZAN 2003: 54).

GRÜNDLING (2004) beschäftigt sich u.a. mit dem Thema Weinbau als Sonderkultur an den Hängen der Pińczówer Erhebung und zeigt Lösungsansätze für bereits diskutierte Probleme der polnischen Bauern auf. Da die polnische Regierung bis zum jetzigen Zeitpunkt nicht in der Lage war, adäquate Agrarstrukturen zu verwirklichen, die dem erhöhten Konkurrenzdruck im EU-Binnenmarkt gewachsen sind, müssen sich die Bauern auf ihre alt bewährten Produktionsmechanismen verlassen (BAŃSKI 2003: 84).

Dieser Tatsache wiederum steht aus ökologischer Sicht ein Vorteil gegenüber, welcher sich in einer höheren Biodiversität der Agrarlandschaft (z.B. im Vergleich mit Deutschland) ausdrückt. Der Wechsel von schmalen Langstreifenparzellen stellt wichtige Lebensräume für Tiere und Pflanzen sicher, die sich an eine solch strukturierte Kulturlandschaft angepaßt haben. Außerdem ist zu erwähnen, daß, verursacht durch die schlechte wirtschaftliche Situation vieler kleinbäuerlicher Betriebe, eine Ausbringung mineralischer Dünger im Vergleich zu anderen Staaten der EU um die Hälfte oder sogar um zwei Drittel reduziert ist. Der Einsatz von Pestiziden ist noch um Vieles geringer (BAŃSKI 2003: 88). Diese Tatsachen liegen in der wirtschaftlichen Not der polnischen Bauern begründet und bedeuten auf der anderen Seite größere Differenziertheit im Bereich des Umwelt- und Naturschutzes.

An diesem Punkt setzt ein Ziel der vorliegenden Arbeit an. Es wird gefordert, diese erhöhte Biodiversität aufgrund der vorhandenen Strukturen im Gebiet zu erhalten und für die Zukunft zu sichern. Nach Meinung des Autors können die wirtschaftlichen Probleme der Bauern nur durch eine gezielte Kombination, einer Veränderung des Agrarsektors und eines etablierten Umweltschutzes gelöst werden.

Auf dem Areal der Erhebung von Pińczów ist ein Naturschutzgebiet in Planung, welches die steilen Bereiche des kreidezeitlichen Mergels und des miozänen Kalksteins (Oberhangbereiche) schützen soll (ŁUSZCZYŃSKI & ŁUSZCZYŃSKA 2000: 10). Diese Ausweisung erscheint sehr sinnvoll, denn eine traditionelle ackerbauliche Nutzung ist auf den steilen Hängen mit den flachgründigen Böden nicht rentabel. Deutlich wird dies u.a. auch in der Aufgabe zahlreicher Flurstücke, die heute brach liegen. Einige Bauern versuchen den südwest-exponierten Hang der Erhebung von Pińczów aufzuforsten. Das gelingt mit unterschiedlichem Erfolg. In den mit Sanden gefüllten Einschnitten gedeihen junge Kiefern und zeigen eine ausgesprochen gute Bonität.

Auf den flachgründigen Pararendzinen des Mergels, bzw. auf den meist noch wesentlich geringmächtigeren Kalkstein-Rendzinen, stocken zum Teil Birken (*Betula pendula*) und Manna-Eschen (*Fraxinus ornus*). Beide angepflanzten Baumarten zeigen keine gute Vitalität. Die Manna-Esche ist zwar an trockene und basenreiche, steinige Böden angepaßt, hat aber ihre weiteste nördliche und natürliche Verbreitung im Gebiet der Südalpen. In Mitteleuropa kommt sie nur als angepflanzte Baumart vor (HECKER 1998: 432). Die Birke ist ein ausgesprochenes Pioniergehölz mit einer weiten ökologischen Toleranz, zeigt aber ebenfalls, daß Forst nicht die optimale Nutzung des Standortes darstellt. Für den Autor erscheint die bestmögliche Nutzung der steilen Oberhangbereiche in einer gesicherten Pflege des vorhandenen Halbtrockenrasens zu liegen. Falls es zur Ausweisung eines Schutzgebietes kommt, sind spezielle Eingriffsmaßnahmen unumgänglich, um die seltene, lichtliebende Xerothermvegetation zu erhalten. Andernfalls würden seltene und vom Aussterben bedrohte Pflanzenarten unwiederbringlich aus dem Gebiet bzw. sogar aus ganz Polen verschwinden. Wie eine solche Pflege erfolgen kann, wurde bereits ausführlich diskutiert (Kapitel 8.6).

Die polnische Gesetzgebung zum Naturschutz ist der deutschen Struktur sehr ähnlich. Die allgemeinen Grundsätze dafür sind in beiden Ländern in der Verfassung verankert (SCHMIDT 1999: 38; BUNDESAMT FÜR NATURSCHUTZ 2000: 58). Im polnischen Naturschutzgesetz von 1991 wird gefordert, daß Tier- und Pflanzenarten fortbestehen und eine optimale Bestandsgröße erhalten werden soll. Eine möglichst große genetische Vielfalt ist unabdingbar, um den Schutz seltener Pflanzen- und Tierarten auch zukünftig nachhaltig zu gestalten. Im Gegensatz zu Deutschland schützt die polnische Artenschutzverordnung auch die Lebensräume bestimmter Arten (BUNDESAMT FÜR NATURSCHUTZ 2000: 58, 110). Mit der Ausweisung des Naturschutzgebietes „Pińczówer Berge“ wäre die polnische Regierung in der Pflicht und müßte sich um ein gezieltes naturschutzfachliches Management in dieser Region zu bemühen.

Vielleicht läßt sich in diesem Gebiet ein Modell des Naturschutzes mit verschiedenen Nutzungsarten kombinieren. Einem ökologischen Weinbau an den Hängen der Pińczówer Erhebung sollte aus Gründen des Artenschutzes wohl nichts im Wege stehen. Weiterhin

würden bei entsprechend richtiger Pflege Stoffausträge aus dem Halbtrockenrasenbereich in die etwas weiter darunter gelegenen ökologischen Weinanbaugebiete nicht stattfinden. Dies wäre für den Rebenstandort von großer Bedeutung. Mit einem solchen Projekt könnte nicht nur die wirtschaftliche Situation der Bauern in der Umgebung verbessert werden, sondern es besteht auch die Möglichkeit, daß eine Regionalentwicklung auf den Weg gebracht wird.

10 Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurde untersucht, welchen Einfluß der oberflächennahe Untergrund auf die Ausbildung einer Vegetationsdecke ausübt, die sich maßgeblich durch den Menschen mitentwickelt und erhalten hat. Aus den Feldaufnahmen geht deutlich der starke anthropogene Einfluß hervor, der die Kulturlandschaft im Untersuchungsgebiet nachhaltig von der ehemaligen Naturlandschaft abhebt. Es konnte gezeigt werden, daß sich die wärmeliebende Pflanzengesellschaft des Kalkmagerrasens im Gebiet nur unter bestimmten Sonderbedingungen etablierte und erhielt.

Für eine Analyse des oberflächennahen Untergrundes wurden zahlreiche Bodensondierungen und Profile angelegt, die ein Bild von der Bodenvergesellschaftung im Untersuchungsgebiet wiedergeben. Besonders von Interesse für die Fragestellung ist die Genese und das Bodenmosaik des südwest-exponierten Hanges der Erhebung von Pińczów. Auf den steilen südwest-exponierten Oberhangbereichen des Hügels hat sich, infolge von extrem flachgründigen Bodenprofilen, eine steppenähnliche Vegetation ausgebreitet, die aber aufgrund der Nutzungsaufgabe nicht mehr im Gleichgewicht mit der sie umgebenden Geofaktorenkonstellation steht. Die Standortbedingungen sind weiterhin durch edaphische, expositionsbedingte sowie klimatische Trockenheit charakterisiert.

Die vom Menschen besonders seit der mittelalterlichen Rodungsphase initiierte und verstärkte quasinatürliche Erosion hat die Standorte im Ober- und teilweise auch im Mittelhangbereich zu kurzen Profilen degradiert. Die Auswirkungen dieser Bodenabtragung lassen sich in dem Auftreten mächtiger Kolluvien in den Unterhangbereichen nachvollziehen. Durch die traditionell betriebene Landwirtschaft hat sich am südwest-exponierten Hang der Erhebung ein kleinräumiger Wechsel von Erosion und Akkumulation eingestellt. An diese Prozesse ist ein Mosaik der Verbreitung von kolluvialer Überdeckung bzw. fehlender Überdeckung gebunden. An den Mittelhängen gibt es häufig stärker erosionsgeprägte Bereiche, wogegen teilweise in steilen Oberhanglagen – entgegen der typischen Verbreitung – Solumsediment vorhanden ist. Die stark geneigten Oberhänge werden durch geringmächtige Rendzinen aus dem Verwitterungsmaterial des miozänen Kalksteins charakterisiert. Weiter unten folgen Pararendzinen, die meist aus Schutt des kreidezeitlichen Mergels bestehen und in Richtung der Unterhänge zumeist kolluvial überprägt sind.

Eine entscheidende Komponente – auch für die Entwicklung der Vegetation – ist der hohe Sandgehalt in den Bodenarten der Profile am Oberhang. Dieser hohe Sandanteil stammt von einer Dünenlandschaft, die sich auf dem Plateau der Erhebung befindet. Der Bereich der pleistozänen Flugsande ist mit einem Kiefernforst bestanden und zeigt typische Bodenprofile saurer Standorte. Je nach Dynamik und Alter der Bodenbildung sind Regosole, Braunerden und schwach entwickelte Podsole charakteristisch.

Der Sandanteil in den Bodenarten bedingt eine zügige Wasserführung im Substrat und wirkt sich negativ auf das Wasserspeichervermögen des Bodens aus. Der klüftige und wasserdurchlässige Kalkstein im Untergrund der Oberhänge der Erhebung vermag das Wasser ebenfalls nicht aufzuhalten. So entwickelte sich ein edaphisch trockener Standort, welcher durch den hohen Strahlungsgenuß aufgrund der Exposition noch verstärkt wird. Der hohe Carbonatgehalt und die damit verbundene alkalische Bodenreaktion in den Profilen ist auf den primär hohen Gehalt von CaCO_3 des Kalksteins zurückzuführen.

Ein weiteres Charakteristikum ist die relative Nährstoffarmut, die sich besonders in einer mangelnden Phosphorversorgung der Pflanzen ausdrückt. Die Standorte, auf denen ein Halbtrockenrasen vorkommt, zeichnen sich zwar durch eine hohe Basensättigung aus, sind aber gleichzeitig relativ schlecht mit Nährstoffen versorgt. Diese Standortfaktoren beeinflussen maßgeblich die Ausprägung der Pflanzendecke als Kalkmagerrasen (*Inuletum ensifoliae*).

In einem weiteren Teil der Arbeit wurden Fragen zur historischen Vegetationsentwicklungen im Untersuchungsgebiet beantwortet. Eine zentrale Bedeutung kam hier der jahrhundertelangen menschlichen Aktivität zu. Verschiedene Nutzungsformen, welche nicht immer angepaßt erscheinen, führten zu einer Verdrängung des Waldes und zu einer Förderung offener Landschaften. In diesem Zug ist es einer Reihe von Pflanzenarten gelungen, die durch Mahd und oder Beweidung offengehaltenen Bereiche zu besiedeln. Der Abbau von Kalkstein an der Erhebung von Pińczów hat diese Entwicklung sicher stark beeinflusst. Viele der Pflanzen des mehr oder weniger künstlich geschaffenen Halbtrockenrasens entstammen dem pontischen Florenelement süd- und südosteuropäischer Steppen. Unter ihnen befinden sich zahlreiche seltene, bedrohte und geschützte Arten.

Infolge der Nutzungsaufgabe befindet sich die offene Pflanzengesellschaft in einem Prozeß der natürlichen Sukzession. Finden keine Eingriffsregelungen aus naturschutzfachlicher Sicht statt, werden viele der einzigartigen botanischen Kostbarkeiten verschwinden. Damit wird auch das Habitat vieler Tierarten eingeschränkt. Durch die momentan aufkommende Verbuschung wird der Lebensraum lichtbedürftiger Xerothermpflanzen stark gefährdet. Um einen Schutz der seltenen Pflanzengesellschaft – und damit eine erhöhte Biodiversität innerhalb der Kulturlandschaft – zu erhalten, werden Konzepte zur Pflege gefordert, die einen dauerhaften Schutz der Xerothermvegetation als Ziel haben. Es werden verschiedene Maßnahmen wie zum Beispiel Beweidung und Mahd vorgestellt. Aus der Kombination beider Pflegekonzepte wird ein effizienter Schutz für das offene Biotop erwartet. Bei der geplanten Ausweisung von Teilen der Erhebung als Naturschutzgebiet ist der polnische Staat in der Pflicht, ein geeignetes naturschutzfachliches Management anzubieten.

11 Literaturverzeichnis

AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung.- 4. Aufl.: 392 S.; Hannover.

AHL, C. & MEYER, B. (2001): Die Systematik der Böden der DBG und Probleme der Anwendung ihrer Nomenklatur auf die Charakterisierung weit verbreiteter Böden.-Mitt. dt. bodenkdl. Ges. **96**(2): 463-464; Oldenburg.

AHNERT, F. (2003): Einführung in die Geomorphologie.- 3. Aufl.: 477 S.; Stuttgart.

AK BODENSYSTEMATIK (1998): Gliederung periglazialer Lagen.- Mitt. dt. bodenkdl. Ges. **86**: 175-180; Oldenburg.

ALTERMANN, M. (1993): Gliederung von pleistozänen Lagen.- Mitt. dt. bodenkdl. Ges. **72**: 825-828; Oldenburg.

ALTERMANN, M. & RABITZSCH, K. (1976): Quartäre Deckschichten im Raum Elbingerode – Rübeland (Harz).- Hercynia N.F. **13**(3): 295-331; Leipzig.

APEL, K & FIEDLER, H. J. (1996): Waldböden auf Muschelkalk am Nordrand des Thüringer Beckens.- Chemie der Erde **56**: 157-170; Jena.

ARTMANN, S. & VÖLKELE, J. (1999): Untersuchungen an periglazialen Deckschichten im Nationalpark Berchtesgaden, Nördliche Kalkalpen.- Z. Geomorph. N.F. **43**: 463-481; Berlin, Stuttgart.

BABEL, M. (2002): The largest natural crystal in Poland.- Acta Geologica Polonica **52**(2): 251-267; Warszawa.

BALWIERZ, Z. (1995): Vegetation of Upper Vistulian cold phases in Central Poland.- Biuletyn Peryglacjalny **34**: 21-36; Łódź.

BAŃSKI, J. (2003): Selected aspects of present-day changes in polish rural space.- Geographia Polonica **76** (1): 73-96; Warszawa.

BARGON E., FICKEL, W., PLASS, W., REICHMANN, H., SEMMEL, A. & ZAKOSEK, H. (1971): Zur Genese und Nomenklatur braunerde- und parabraunerdeähnlicher Böden in Hessen.- Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforschung **99**: 361-372; Wiesbaden.

BARSCH, H.; BILLWITZ, K. & BORK, H.-R. [Hrsg.] (2000): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie.- 612 S.; Stuttgart, Gotha.

BETZER, H. J. (1993): Periglaziale Deckschichten im Lipper Keuper-Bergland (Ostwestfalen), ihre Morphologie und Verbreitung sowie als Relikte einer pleistozänen Bodengenese.- Mitt. dt. bodenkdl. Ges. **72**: 835-838; Oldenburg.

BLACK, C. A. [Hrsg.] (1986): Methods of soil analysis. Part 1: Physical and mineralogical methods. Madison/ Wisc.

BLIEFERT, C. (1997): Umweltchemie.- 2. Aufl.: 510 S.; Weinheim.

BLUM, W. E. (1968): Sedimentogene und pedogene Entwicklungsmerkmale von Böden auf Karbonatgestein – am Beispiel des südlichen Oberrheingraben.- Freiburger bodenkdl. Abh. **1968**(1): 184 S.; Freiburg.

BLUME, H. (1971): Probleme der Schichtstufenlandschaft.- Erträge der Forschung **5**: 117 S.; Darmstadt.

BOOGARD VAN DEN, P. & SCHMINCKE, H.-U. (1985): Laacher See Tephra: A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe.- Geol. Soc. Am. Bull. **96**:1554-1571; New York.

BORK, H.-R. & FRIELINGHAUS, M. (1997): Zur Tolerierbarkeit von Bodenabtrag.- Mitt. dt. bodenkdl. Ges. **83**: 83-86; Oldenburg.

BORSIG, A. & KRISZAN, M. (2003): Die Landwirtschaft Polens zwischen Transformation und Strukturwandel.- Europa Regional **11**(2003): 46-56; Leipzig.

BRAUN-BLANQUET, J. (1964): Pflanzensoziologie. Grundzüge der Vegetationskunde.- 3. Aufl.; Berlin.

BRENNER, S.; PFEFFER, E. & SCHUMACHER, W. (2004): Extensive Schafbeweidung von Magerrasen im Hinblick auf Nährstoffentzug und Futterselektion.- Natur und Landschaft **79**: 167-174; Stuttgart.

BÜDEL, J. (1981): Klima-Geomorphologie.- 2. Aufl.: 304 S.; Berlin, Stuttgart.

BUNDESAMT FÜR NATURSCHUTZ [Hrsg.] (2000): Deutsch-Polnisches Handbuch zum Naturschutz – Polsko-Niemiecki Przewodnik Ochrony Przyrody.- 124 S.; Bonn, Warszawa.

CABAJ, W. & NOWAK, W. A. (1986): Rzeźba Niecki Nidziańskiej. Relief of the Nida Basin (summary).- In: POLISH ACADEMY OF SCIENCES [Hrsg.]: Resources of the natural environment of the Nida Basin and problems of its protection, part one.- Studies of Documentation Centre for Physiography **14**: 208-209; Wrocław.

CHLEBOWSKI, R. & LINDNER, L. (1999): Periglacial weathering processes and younger loess accumulation conditions in the Małopolska Upland (summary).- Acta Geographica Lodziensia **76**: 25-40; Łódź.

DEQUIM, H. (1990): Die Landwirtschaft Polens 1989. Ansatzpunkte für Investitionen und Verbesserungsmaßnahmen.- Berichte über Landwirtschaft **68**(3): 478-489; Hamburg, Berlin.

DIN 19681 (1970): Bodenuntersuchungen im landwirtschaftlichen Wasserbau. Entnahme von Bodenproben.- Berlin.

DIN 19683 –1 (1973): Bodenuntersuchungen im landwirtschaftlichen Wasserbau. Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung durch Sieben.- Berlin.

DIN 19683 –2 (1973): Bodenuntersuchungsverfahren im landwirtschaftlichen Wasserbau. Physikalische Laboruntersuchungen. Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung nach Vorbehandlung mit Natriumpyrophosphat.- Berlin.

DIN 19684 – 1 (1973): Bestimmung des pH-Wertes.- Berlin.

DIN 19730 (1997): Extraktion von Spurenelementen mit Ammoniumnitratlösung.- Berlin.

DIN 38409 –3 (1983): Bestimmung des gesamten organisch gebundenen Kohlenstoffs (TOC).- Berlin.

DIN ISO 10693 (1995): Bodenbeschaffenheit: Bestimmung des Carbonatgehaltes mit einem volumetrischen Verfahren.- Berlin.

DÖHLER, M. (2002): Halbtrockenrasenvegetation am SW-Rand des Kyffhäusers. Exkursion im Rahmen des Geobotanischen Kurses der Universität Leipzig, Institut für Botanik.- 28 S.; Leipzig [unveröffentlichter Exkursionsbericht].

- DÖHLER, M.; MÜLLER, S. & UMLAUFT, T. (2002): Praktikumsbericht. Geoökologische Labormethoden am Institut für Geographie der Universität Leipzig.- 46 S.; Leipzig [unveröffentlichter Bericht].
- DONGUS, H. (1980): Die geomorphologischen Grundstrukturen der Erde.- 200 S.; Stuttgart.
- DONGUS, H. (1999): Südwestdeutsche Schichtstufen.- Frankfurter Geow. Arb. **D25**: 75-86; Frankfurt a.M.
- DOTTERWEICH, M.; HABERSTROH, J.; SIEGMÜLLER, A.; SCHMITT, A. & BORK, H.-R. (2003): Frühgeschichtliche Boden- und Reliefentwicklung am Talrand der Regnitz bei Altendorf (Oberfranken).- Die Erde **134**: 431-450; Berlin.
- DRZAL, M. & KLECZOWSKI, A. S. (1986): Concept of the natural environment protection in the Nida Basin. Estimate of natural values and resources.- In: POLISH ACADEMY OF SCIENCES [Hrsg.]: Resources of the natural environment of the Nida Basin and problems of its protection, part one.- Studies of Documentation Centre for Physiography **14**: 251-262; Wrocław.
- DULIAS, R. (1999): Holocene dunes in southern Poland.- In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Dunes and fossil soils.- Geo Archaeo Rhein **3**: 137-146; Münster.
- ELLENBERG, H. (1992): Zeigerwerte von Pflanzen in Mitteleuropa.- Scripta Geobotanica **18**: 2. Aufl.: 258 S.; Göttingen.
- ELLENBERG, H. (1996): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen.- 5. Aufl.: 1095 S.; Stuttgart.
- FIEDLER, H. J. & HOFMANN, W. (1991): Bodenformen über Muschelkalk im Thüringer Becken.- Mitt. dt. bodenkdl. Ges. **64**: 49-77; Oldenburg.
- FRECHEN, J. (1953): Der Rheinische Bimsstein.- 75 S.; Wittlich.
- FRECHEN, J. (1971): Siebengebirge am Rhein – Laacher Vulkangebiet – Maargebiet der Westeifel.- 2. Aufl.; Sammlung geologischer Führer **56**: 195 S.; Berlin, Stuttgart.
- FRENZEL, B. (1990): Die Vegetationsentwicklung im Eiszeitalter.- In: LIEDTKE, H. [Hrsg.]: Eiszeitforschung: 69-90; Darmstadt.

FRÜHAUF, M. (1996): Periglaziale Lockermaterialdecken in ostdeutschen Mittelgebirgen – Forschungsstand und Versuch einer kritischen Bestandsaufnahme.- Heidelberger Geogr. Arb. **104**: 133-146; Heidelberg.

GISI, U. (1990): Bodenökologie.- 304 S.; Stuttgart, New York.

GOŚCINIAK, J. P. (1999): Influence of wind and older relief on the character of sandy deposits in the Starczynów "Desert" (southern Poland).- In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Dunes and fossil soils.- Geo Archaeo Rhein **3**: 163-176; Münster.

GRÜNDLING, R. (2004): Pleistozäne und holozäne Bodenentwicklung und Möglichkeiten der Bodennutzung (Weinbau) an den Hängen der Pińczówer Erhebung (Polen).- 138 S.; Leipzig [unveröffentlichte Diplomarbeit].

HAASE, D. (2000): Naturräume Polens.- In: DROTH, A., HAASE, A. & GRIMM, F. [Hrsg.]: Polen aktuell. Daten, Fakten, Literatur zur regionalen Geographie Europas.- 12-15; Leipzig.

HÄDRICH, F. & STAHR, K. (2001): Die Böden des Breisgaus und angrenzender Gebiete.- Berichte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg i. Br. **91**: 137 S.; Freiburg i. Br.

HARTGE, K. H. & HORN, R. (1991): Einführung in die Bodenphysik.- 303 S.; Stuttgart.

HÄUSLER, W. & NIEDERBUDDE, E.-A. (1992): Morphologie und Alter von Böden der Südlichen Frankenalb und der nichtkarbonatische Mineralbestand der Kalksteine.- Z. Pflanzenernähr. Bodenk. **155**: 391-399; Weinheim.

HECKER, U. (1998): Bäume und Sträucher – BLV Handbuch.- 2. Aufl.: 479 S.; München.

HEINRICH, J.; MÜLLER, S.; DÖHLER, M.; KNÖTIG, M.; GRANDKE, S. & GRÜNDLING, R. (2002): Quartäre Landschaftsentwicklung in Südwestpolen (Bereich Pińczów).- 50 S.; Leipzig [unveröffentlichter Praktikumsbericht].

HEMPEL, L. (1955): Studien über Verwitterung und Formenbildung im Muschelkalkgestein. Ein Beitrag zur klimatischen Morphologie.- Göttinger Geogr. Abh. **18**: 112 S.; Göttingen.

HIRSCH, G.; MANN, M. & MÜLLER, O. (1998): Naturschutzprojekt Orchideenregion Jena – Muschelkalkhänge im Mittleren Saaletal, Thüringen.- Natur und Landschaft **73**: 334-340; Stuttgart.

- HINTERMAIER-ERHARD, G. & ZECH, W. (1997): Wörterbuch der Bodenkunde.- 383 S.; Stuttgart.
- HOFFFROGGE, E. H. & BURGHARDT, W. (1997): Bodenbildung und chemische Eigenschaften des Kalksteinbruches Hofermühle-Süd bei Heiligenhaus.- Mitt. dt. bodenkdl. Ges. **84**: 23-26; Oldenburg.
- HOHBERGER, K. & EINSELE, G. (1979): Die Bedeutung des Lösungsabtrags verschiedener Gesteine für die Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa.- Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd. **23**: 361-382; Berlin, Stuttgart.
- HOHL, R. [Hrsg.] (1985): Die Entwicklungsgeschichte der Erde.- 7. Aufl.: 703 S.; Leipzig.
- HORNBERG, V.; WELP, G. & BRÜMMER, G. W. (1993): CaCl₂- und NH₄NO₃-extrahierbare Schwermetallgehalte in Böden – ein Methodenvergleich.- Mitt. dt. bodenkdl. Ges. **72**: 373-376; Oldenburg.
- HORNBERG, V.; WELP, G. & BRÜMMER, G. W. (1995): Verhalten von Schwermetallen in Böden. 2. Extraktion mobiler Schwermetalle mittels CaCl₂ und NH₄NO₃.- Z. Pflanzenernähr. Bodenk. **158**: 137-145; Weinheim.
- IRLA, J. (1997): Umwelt-geologischer Lehrpfad Pińczów-Skowronno im Nida-Landschaftspark (Übersetzung).- 28 S.; Kielce.
- JÄGER, E. J. (1997): Allgemeine Vegetationsgeographie.- In: HENDL, M. & LIEDTKE, H. [Hrsg.]: Lehrbuch der allgemeinen physischen Geographie.- 3. Aufl.: 866 S.; Gotha.
- JÄGER, K. D. & KOPP, D. (1999): Buried soils in dunes of Late Vistulian and Holocene age in the northern part of Central Europe.- In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Dunes and fossil soils.- Geo Archaeo Rhein **3**: 127-136; Münster.
- KAPALA, A. (1988): Polen.- 1. Aufl.: 260 S.; Stuttgart.
- KLATKOWA, H. (1991): Remarks on dating and chronostratigraphy of Late Vistulian and Holocene aeolian episodes in Middle Poland.- In: Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. **90**: 77-88; Berlin, Stuttgart.
- KLEBER, A. (1991): Gliederung und Eigenschaften der Hang-Schuttdecken und ihre Bedeutung für die Bodengenese. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges. **66**: 807-810; Oldenburg.

KLEBER, A. (1997): Cover-beds as soil parent materials in midlatitude regions.- *Catena* **30**: 197-213; Amsterdam.

KLEBER, A. (1999): Zur Übertragbarkeit des deutschen Deckschichtenkonzepts.- *Petermanns Geogr. Mitt.* **143**: 363-372; Gotha.

KLEBER, A. (2004): Timing of the Central European upper layer („Hauptlage“) – a synthesis deduced from analogues.- *Z. Geomorph. N.F.* **48**: 491-499; Berlin, Stuttgart.

KOCH, M. & BERNHARDT, K. G. (1996): Zur Entwicklung und Pflege von Kalkmagerrasen. Untersuchungen zur Vegetationsentwicklung und zum Samenpotential im Naturschutzgebiet Silberberg, Landkreis Osnabrück.- *Natur und Landschaft* **71**: 63-69; Stuttgart.

KOPP, D. (1970a): Periglaziäre Umlagerungs-(Perstruktions-)zonen im nordmitteleuropäischen Tiefland und ihre bodengenetische Bedeutung.- *Tag.-Ber. Dt. Akad. Landwirtsch.-Wiss.* Berlin **102**: 55-81; Gräfenhainichen.

KOPP, D. (1970b): Kryogene Perstruktionen und ihre Beziehung zur Bodenbildung im Moränengebiet.- *Petermanns Geogr. Mitt. Erg.-H.* **274**: 269-279; Gotha.

KOPP, D. & JÄGER, K.-D. (1972): Das Perstruktions- und Horizontprofil als Trennmerkmal periglaziärer und extraperiglaziärer Oberflächen im nordmitteleuropäischen Tiefland.- *Wiss. Z. E.-M.-Arndt-Univ. Greifswald Jg.* **11**(1): 77-84; Greifswald.

KOSTROWICKI, A. S. & SOLON, J. (1994): Studium geobotaniczno-krajobrazowe okolic Pińczówa. A geobotanical and landscape case-study in the Pińczów area (summary).- *Dokumentacja Geograficzna* 1-2: 195 S.; Kielce.

KOWALKOWSKI, A. & FILIPINSKI, M. (1997): Comparison of the Polish and German Soil Classifications.- *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.* **84**: 305-315; Oldenburg.

KOZARSKI, S. (1978): Das Alter der Binnendünen in Mittelwest-Polen.- In: NAGL, H. [Hrsg.]: *Beitr. z. Quartär u. Landschaftsforschung, Festschr. J. Fink*: 291-305; Wien.

KOZARSKI, S. [Hrsg.] (1991): Late Vistulian (= Weichselian) and Holocene aeolian phenomena in Central and Northern Europe.- *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* **90**: 207 S; Berlin, Stuttgart.

ŁUSZCZYŃSKI, J. & ŁUSZCZYŃSKA, B. (1998): Szaniec – Kurzejów – Wymysłów – Zwierzyniec (Übersetzung).- 32 S.; Kielce.

ŁUSZCZYŃSKI, J. & ŁUSZCZYŃSKA, B. (2000): Nadnidziański Park Krajobrazowy (Übersetzung).- 62 S.; Kielce.

MADEYSKA, T. & KOZŁOWSKI, S. K. (1995): Human settlement and paleoenvironmental changes in Poland 20.000-8.000 years ago.- *Biuletyn Peryglacjalny* **34**: 103-123; Łódź.

MANIKOWSKA, B. (1985): On the fossil soils, stratigraphy and lithology of the dunes in Central Poland.- *Acta Geographica Lodziensia* **52**: 124-137; Wrocław.

MANIKOWSKA, B. (1991): Vistulian and Holocene aeolian activity, pedostratigraphy and relief evolution in Central Poland.- In: KOZARSKI, S. [Hrsg.]: Late Vistulian (= Weichselian) and Holocene aeolian phenomena in Central and Northern Europe.- *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* **90**: 207 S; Berlin, Stuttgart.

MANIKOWSKA, B. (1999): Fossil soils and pedogenetic periods in the evolution of Central Poland environment after the Wartian Glaciation (summary).- *Acta Geographica Lodziensia* **76**: 41-100; Łódź.

MARCINEK, J. (1997): Principles of the Polish Soil Classification System.- *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.* **84**: 277-304; Oldenburg.

MÜCKENHAUSEN, E. (1962): Entstehung, Eigenschaften und Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland.- Frankfurt.

MÜCKENHAUSEN, E. (1970): Fortschritte in der Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland.- *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.* **10**: 246-279; Oldenburg.

MÜLLER, A. (2004): Mündliche Mitteilung.- Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Leipzig.

MÜLLER-BECK, H. (1990): Die Kulturentwicklung des Menschen im Eiszeitalter.- In: LIEDTKE, H. [Hrsg.]: *Eiszeitforschung*: 108-129; Darmstadt.

- NEUMEISTER, H., DÖHLER, M. & MÜLLER, S. (2003): Atmosphärische Stoffeinträge und ihre Wirkung auf den Boden-pH-Wert im Forstökosystem. Sensibles Diagnoseverfahren zur Abbildung variierender Stoffeintragsintensitäten in den Oberboden seit 1990.- *Geoöko* **24**: 39-47; Bensheim.
- NOWAK, W. A. (1986): Zjawiska krasowe w Niece Nidziańskiej. Karst phenomena of the Nida Basin (summary).- In: POLISH ACADEMY OF SCIENCES [Hrsg.]: Resources of the natural environment of the Nida Basin and problems of its protection, part one.- Studies of Documentation Centre for Physiography **14**: 116-117; Wrocław.
- OSTASZEWSKA, K. (1997): Geographische Informationen über die Pińczów-Umgebung.- Abteilung Geoökologie. Fakultät für Geographie und Regionale Studien der Universität Warschau [unveröffentlichter Aufsatz].
- OSTASZEWSKA, K. (1999): Genetisch bedingte Landschaftsdifferenzierung am Beispiel der Umgebung von Pinczow, SW-Polen.- *Frankfurter Geogr. Hefte* **63**: 97-107; Frankfurt a. M.
- PASZYŃSKI, J. & KLUGE, M. (1986): Klimat Niecki Nidzianskiej.- In: POLISH ACADEMY OF SCIENCES [Hrsg.]: Resources of the natural enviroment of the Nida Basin and problems of its protection, part one.- Studies of Documentation Centre for Physiography **14**: 220-238; Wrocław.
- PELZER, F. (1991): Polen. Eine geographische Landeskunde.- *Wissenschaftliche Länderkunden* **36**: 438 S.; Darmstadt.
- PŁASKI, R. (2002): Kozubowski Park Krajobrazowy (Übersetzung).- 42 S.; Kielce.
- PLODOWSKI, G. [Hrsg.] (2004): Festschrift zu Ehren von Prof. Dr. Fritz F. Steininger. Beiträge zum Neogen der Paläotethys.- *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **246**: 226 S.; Stuttgart.
- POTSCHIN, M., WAFFENSCHMIDT, C. & WEISSER, F. (2000): Landscape Evaluation in southern Poland using the „BA LVL“.- In: WARSAW UNIVERSITY, FACULTY OF GEOGRAPHY AND REGIONAL STUDIES [Hrsg.]: Geographical studies of the Nida River at Pińczów.- *Studies in Geography* **27**: 179-194; Warszawa.
- POTT, R. (1995): Die Pflanzengesellschaften Deutschlands.- 2. Aufl.: 622 S.; Stuttgart.
- PÜTZ, R. (2004): Landwirtschaft in Polen.- *Praxis Geographie* **2004**(5): 10-13; Braunschweig.

- RAAB, TH. & VÖLKEL, J. (2002): Verbreitung und Altersstellung polygenetischer Hangsediment-Komplexe am Kleinen Arbersee im Hinteren Bayerischen Wald.- Ber. z. dt. Landeskunde **6** (2/3): 131-149; Flensburg.
- REIN, H. & OTTE, A. (2001): Strukturelle Untersuchungen in unterschiedlich genutzten Kalkmagerrasen im Südthüringer Zechsteingebiet – Grundlagen für naturschutzfachliche Effizienzkontrollen.- Natur und Landschaft **76**: 157-167; Stuttgart.
- REISIGL, H. (1982): Konzepte und Methoden der Vegetationskunde.- In: JANETSCHKE, H. [Hrsg.]: Ökologische Feldmethoden. Hinweise zur Analyse von Landökosystemen.- 175 S.; Stuttgart.
- RICHTER, H., RUSKE, R. & SCHWANECKE, W. (1970): Die periglaziäre Fazies im lößfreien Hügelland und im Mittelgebirge.- Petermanns Geogr. Mitt. Erg.-H. **274**: 269-279; Gotha.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie.- 350 S.; Giessen.
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1963): Rezente Mikroformung in Kalkgebieten durch inneren Abtrag und die Rolle der periglazialen Gesteinsverwitterung.- Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. **7**: 120-146; Berlin, Stuttgart.
- ROTHMALER, W. [Begr.], BÄßLER, M., JÄGER, E. J. & WERNER, K. [Hrsg.] (1996): Rothmaler. Exkursionsflora von Deutschland. Gefäßpflanzen: Grundband.- 16. Aufl.: 639 S.; Jena, Stuttgart.
- RUNGE, F. (1990): Die Pflanzengesellschaften Mitteleuropas.- 10./ 11. Aufl.: 309 S.; Münster.
- RUTKOWSKI, J. (1996): On the polygenetic character of the geomorphology of Cracow Region (S-Poland) (summary).- Acta Geographica Lodziensia **71**: 216-217; Wrocław.
- SABEL, K.-J. (1983): Schwermineraluntersuchungen an verschiedenen Böden des Rhein-Main-Gebietes.- Geolog. Jb. Hessen **111**: 303-313; Wiesbaden.
- SCAMONI, A. (1963): Einführung in die praktische Vegetationskunde.- 2. Aufl.: 236 S.; Jena.
- SCHALLER, K. (1993): Praktikum zur Bodenkunde und Pflanzenernährung.- Geisenheimer Berichte **2**: 447 S.; Geisenheim.
- SCHAUER, T. & CASPARI, C. (1996): Der große BLV Pflanzenführer.- 7. Aufl.: 463 S.; München.

SCHEFFER, B. & KUNTZE, H. (1991): Auswirkungen von Flächenextensivierung auf die Gewässer.- Wasser und Boden **3** (1991): 157-160; Berlin.

SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1998): Lehrbuch der Bodenkunde.- 14. Aufl.: 494 S.; Stuttgart.

SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (2002): Lehrbuch der Bodenkunde.- 15. Aufl.: 593 S.; Heidelberg, Berlin.

SCHEINOST, A. & SCHWERTMANN, U. (1993): Ursachen der dreidimensionalen Variabilität der P-Sorption in einer Bodenlandschaft des Tertiärhügellandes.- Mitt. dt. bodenkdl. Ges. **72**: 441-444; Oldenburg.

SCHIRMER, W. (1999): Dune phases and fossil soils in the European sand belt.- In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Dunes and fossil soils.- Geo Archaeo Rhein **3**: 11-42; Münster.

SCHLICHTING, E.; BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum. Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land- und Forstwirte, und für Geowissenschaftler.- Pareys Studentexte **81**: 2. Aufl.: 295 S.; Berlin, Wien.

SCHMIDT, J. (1996): Entwicklung und Anwendung eines physikalisch begründeten Simulationsmodells für die Erosion geneigter landwirtschaftlicher Nutzflächen.- Berliner Geogr. Abh. **61**; Berlin.

SCHMIDT, B. (1999): Nationalparks in Polen.- Praxis Geographie **9** (1999): 38-39; Braunschweig.

SCHMITTHENNER, H. (1954): Die Regeln der morphologischen Gestaltung im Schichtstufenland.- Petermanns Geogr. Mitt. **98**: 3-10; Gotha.

SCHMITTHENNER, H. (1956): Probleme der Schichtstufenlandschaft.- Marburger Geogr. Schr. **3**: 87 S.; Marburg.

SCHÖNBECK, F. (1979): Pflanzenkrankheiten – Einführung in die Phytopathologie.- 184 S.; Stuttgart.

SCHUBERT, R., HILBIG, W. & KLOTZ, S. (1995): Bestimmungsbuch der Pflanzengesellschaften Mittel- und Nordostdeutschlands.- 403 S.; Jena.

SCHÜLLER, H. (1969): Die CAL-Methode, eine neue Methode zur Bestimmung des pflanzenverfügbaren Phosphats im Boden.- Z. Pflanzenernähr. Bodenk. **123**: 48-63; Weinheim.

SCHUNKE, E. & SPÖNEMANN, J. (1972): Schichtstufen und Schichtkämme in Mitteleuropa.- Göttinger Geogr. Abh. **60**: 65-94; Göttingen.

SCHWANECKE, W. (1970): Die periglaziären Umlagerungszonen im Hügelland und Mittelgebirge der DDR und ihre bodenkundliche Bedeutung.- Tag.-Ber. Dt. Akad. Landwirtsch.-Wiss. Berlin **102**: 55-81; Gräfenhainichen.

SCHWARZBACH, M. (1993): Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie.- 5. Aufl.: 380 S.; Stuttgart.

SEMMELE, A. (1968): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen.- Frankfurter Geogr. Hefte **45**: 133 S.; Frankfurt.

SEMMELE, A. (1980): Periglaziale Deckschichten auf weichselzeitlichen Sedimenten in Polen.- Eiszeitalter u. Gegenwart **30**: 101-108; Hannover.

SEMMELE, A. (1985): Periglazialmorphologie.- Erträge der Forschung **231**: 116 S.; Darmstadt.

SEMMELE, A. (1990): Periglaziale Formen und Sedimente.- In: LIEDTKE, H. [Hrsg.]: Eiszeitforschung: 250-260; Darmstadt.

SEMMELE, A. (1991a): Landschaftsnutzung unter geowissenschaftlichen Aspekten in Mitteleuropa.- Frankfurter Geow. Arb. **D2**: 3., verb. Aufl.: 67 S.; Frankfurt a.M.

SEMMELE, A. (1991b): Relief, Gestein, Boden. Grundlagen der Physischen Geographie.- 148 S.; Darmstadt.

SEMMELE, A. (1993): Grundzüge der Bodengeographie.- 3. Aufl.: 127 S.; Stuttgart.

SEMMELE, A. (1994): Gliederung der Soliflukationsdecken in deutschen Mittelgebirgen - noch ein Problem der Wiedervereinigung?- Mitt. dt. bodenkdl. Ges. **74**: 29-33; Oldenburg.

SEMMELE, A. (1996a): Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland. Grundzüge, Forschungsstand, aktuelle Fragen, erörtert an ausgewählten Landschaften.- Erdkundliches Wissen **30**: 5. Aufl.: 199 S.; Stuttgart.

- SEMMELE, A. (1996b): Bodenerosion und oberflächennaher Untergrund.- Heidelberger Geogr. Arb. **104**: 251-258; Heidelberg.
- SEMMELE, A. (1998): Anmerkungen zur Schuttdeckengliederung im Thüringer Wald und in hessischen Bergländern.- Geowiss. Mitt. Thüringen, Beiheft 7: 62-78; Weimar.
- SEMMELE, A. (2001): In memoriam: die Phäno-Parabraunerde.- Mitt. dt. bodenkdl. Ges. **96(2)**: 561-562; Oldenburg.
- SEMMELE, A. (2002): Hauptlage und Oberlage als umweltgeschichtliche Indikatoren.- Z. Geomorph. N.F. **46**: 167-180; Berlin, Stuttgart.
- STARKEL, L. & GĘBICA, P. (1995): Evolution of river valleys in southern Poland during the pleistocene-holocene transition.- Biuletyn Peryglacjalny **34**: 177-190; Łódź.
- STEINMÜLLER, A. (1961): Pleistozäne und holozäne Schwemmkegel im Buntsandsteingebiet des mittl. Saaletals.- Geogr. Berichte **6(3,4)**: 197-213; Berlin.
- STRÄßER, M. (1998a): Klimadiagramm-Atlas der Erde – Teil 1: Europa und Nordamerika. Duisburger Geogr. Arb. **18**; Dortmund.
- STRÄßER, M. (1998b): Klimadiagramme zur Köppenschen Klimaklassifikation.- 95 S.; Gotha.
- SZCZYPEK, T. & SOSNOWIEC, J. W. (1991): Human impact and intensity of aeolian processes in the Silesian-Cracow Upland (Southern Poland).- In: KOZARSKI, S. [Hrsg.]: Late Vistulian (= Weichselian) and Holocene aeolian phenomena in Central and Northern Europe.- Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. **90**: 171-177; Berlin, Stuttgart.
- TORRES-DORANTE, L. O.; CLAASSEN, N.; STEINGROBE, B. & OLFS, H.-W. (2004): Polyphosphate determination in calcium-acetate-lactate (CAL) extracts by an indirect colorimetric method.- Z. Pflanzenernähr. Bodenk. **167**: 701-703; Weinheim.
- TSERMEGAS, I.; SZWARCZEWSKI, P.; WORONKO, B.; RECIELSKI, K. & ROJAN, E. (2000): Evolution and dynamics of relief in the Region of Pińczów (summary).- In: WARSAW UNIVERSITY, FACULTY OF GEOGRAPHY AND REGIONAL STUDIES [Hrsg.]: Geographical studies of the Nida River at Pińczów.- Studies in Geography **27**: 41; Warsaw.

TURKOWSKA, K. (1995): Recognition of valley evolution during the pleistocene-holocene transition in non-glaciated regions of the Polish Lowland.- *Biuletyn Peryglacjalny* **34**: 209-227; Łódź.

VAHLE, H. C. (2004): Lichtrasen. Zum landschaftsökologischen, ästhetischen und landwirtschaftlichen Verständnis von Magerrasen.- *Natur und Landschaft* **79**: 10-17; Stuttgart.

VDLUFA A.6.2.1.1 (1991): Bestimmung von Phosphor und Kalium im Calcium-Acetat-Lactat-Auszug.- In: BASSLER, R. [Hrsg.]: *Handbuch der landwirtschaftlichen Versuchs- und Untersuchungsanstalten (Methodenhandbuch) Band 1: Die Untersuchung von Böden.- 4. Aufl.*; Darmstadt.

VDLUFA A.6.2.3.1 (1991): Bestimmung von Phosphor im Natriumhydrogencarbonatauszug.- In: BASSLER, R. [Hrsg.]: *Handbuch der landwirtschaftlichen Versuchs- und Untersuchungsanstalten (Methodenhandbuch) Band 1: Die Untersuchung von Böden.- 4. Aufl.*; Darmstadt.

VÖLKE, J. & LEOPOLD, M. (2001): Zur zeitlichen Einordnung der jüngsten periglazialen Aktivitätsphase im Hangrelief zentraleuropäischer Mittelgebirge.- *Z. Geomorph. N.F.* **45**: 273-294; Berlin, Stuttgart.

VÖLKE, J. & MAHR, A. (1997): Neue Befunde zum Alter der periglazialen Deckschichten im Vorderen Bayrischen Wald.- *Z. Geomorph. N.F.* **41**: 131-137; Berlin, Stuttgart.

WALTER, R. (1995): *Geologie von Mitteleuropa.- 6. Aufl.*: 566 S.; Stuttgart.

WEISE, O. R. (1983): *Das Periglazial – Geomorphologie und Klima in gletscherfreien, kalten Regionen.- 199 S.*; Berlin.

WERNER, D. (1967): Periglaziale Deckschichten im Mittleren Buntsandstein Südostthüringens und ihre Bedeutung für die Abgrenzung der anthropogenen Formungskomponente.- *Arch. Naturschutz und Landschaftsforschung* **7**: 247-280.

WÖHLKE, W. [Hrsg.] (1991): *Länderbericht Polen.- Schriftenreihe Bundeszentrale für politische Bildung* **296**: 482 S.; Darmstadt.

ZAJAC, K. & ZAJAC, T. (2002): *Fauna Parków Krajobrazowych Ponidzia (summary).- 59 S.*; Kielce.

ZAJĄCOWIE, K. (2001): Zespół Parków Krajobrazowych Ponidzia (Übersetzung).- 40 S.; Kielce.
ZEIEN, H. & BRÜMMER, G. W. (1989): Chemische Extraktion zur Bestimmung von
Schwermetallbindungsformen in Böden.- Mitt. dt. bodenkdl. Ges. **59**: 505-510; Oldenburg.

ŻMUDSKA, E.; KICIŃSKA, B. & OLSZEWSKI, K. (2000): Impact of relief and land cover on the
differences in the local climate of the Pińczów Region (summary).- In: WARSAW UNIVERSITY,
FACULTY OF GEOGRAPHY AND REGIONAL STUDIES [Hrsg.]: Geographical studies of the Nida River
at Pińczów.- Studies in Geography **27**: 105-129; Warsaw.

Internetquelle:

<http://caliban.mpiz-koeln.mpg.de/~stueber/lindman/550.jpg>

Karten:

DAUNPOL WYDAWNICTWO KARTOGRAFICZNE [Hrsg.] (2001): Polska. Mapa Samochodowa.-
Maßstab 1:750.000; Warszawa.

GŁÓWNY URZĄD GEODEZJI I KARTOGRAFII [Hrsg.] (1980): Mapa Topograficzna 153.42 Pińczów.-
Maßstab 1:25.000; Kielce.

WESTERMANN SCHULBUCHVERLAG [Hrsg.] (1996): Diercke Weltatlas.- 4. Aufl., Maßstab 1:
24.000.000; Braunschweig.

WYDAWNICTWO EDUKACYJNE WIKING II [Hrsg.] (2002): Atlas Geograficzny.- Maßstab
1:2.500.000; Wrocław.

WYDAWNICTWO „GEA“ [Hrsg.] (1993): Mapa turystyczno-przyrodnicza.- Maßstab 1:100.000;
Warszaw.

Anhang

Legende der Catenen- und Profilskizzen


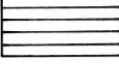

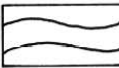



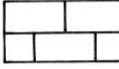



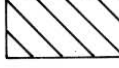





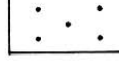
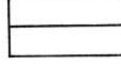
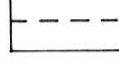
 Ah-, (r)Ap-, R-Horizont	 M-Horizont, Solumsediment
 Ai-Horizont	 tonige Bänder
 Ahe-Horizont	 kreidezeitlicher Mergel, in situ anstehender Mergel
 Al-Horizont	 miozäner Kalkstein
 Bv-Horizont	 Kalksteinzersatz
 Bt-Horizont	 Solifluktionsschutt (Mergel), eICv-Horizont
 Bh-Horizont	 Solifluktions-, Kryoturbationsschutt (Kalkstein), ICcv-Horizont
 Bs-Horizont	 Kalksteinbraunlehmrest (Residualton)
 fT-Horizont	 Sande, iICv-Horizont
 deutliche Horizontgrenze	 undeutliche Horizontgrenze

Abb.43: Legende zu den Signaturen der Catenen und Profilskizzen

Fotos aus Tabelle 16, 17 und 19:



Foto43: Berg-Aster (*Aster amellus*)



Foto44: Blut-Storchschnabel (*Geranium sanguineum*)



Foto46: Große Eberwurz (*Carlina acaulis*)



Foto45: Bologneser-Glockenblume (*Campanula bononiensis*)



Foto47: Zypressen-Wolfsmilch (*Euphorbia cyparissias*)



Foto48: Federgras (*Stipa pennata*) mit Ästiger Graslilie (*Anthericum ramosum*)



Foto50: Geflecktes Ferkelkraut (*Hypochoeris maculata*)



Foto49: Ästige Graslilie (*Anthericum ramosum*)



Foto51: Gelbe Hauhechel (*Ononis natrix*)



Foto53: Lein (*Linum hirsutum*)



Foto52: Wiesen-Küchenschelle (*Pulsatilla pratensis*)



Foto54: Karthäuser-Nelke (*Dianthus carthusianorum*)



Foto55: Weiße Schwalbenwurz (*Vincetoxicum hirundinaria*)



Foto56: Gewöhnliches Sonnenröschen (*Helianthemum nummularium*)



Foto57: junge Fruchtstände der Sal-Weide (*Salix caprea*)



Foto58: beginnende Blüte der Steppenkirsche (*Carasus fruticosa*)

Erklärung

Ich erkläre an Eides statt, daß ich die vorliegende Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Quellen und Hilfsmittel angefertigt habe.

Die Arbeit wurde bisher in gleicher oder ähnlicher Form weder veröffentlicht, noch einer anderen Prüfungsbehörde vorgelegt.

Ich erkläre mich damit einverstanden, daß meine Diplomarbeit nach positiver Begutachtung in der Zweigstelle der Geographie der Universitätsbibliothek Leipzig zur Benutzung zur Verfügung steht.

Leipzig im April 2005

Martin Döhler