Bertil Mächtle:

Geomorphologisch-bodenkundliche Untersuchungen zur Rekonstruktion der holozänen Umweltgeschichte in der nördlichen Atacama im Raum Palpa/Südperu

ISBN 978-3-88570-123-1

H E I D E L B E R G E R G E O G R A P H I S C H E A R B E I T E N

Herausgeber:

Bernhard Eitel, Hans Gebhardt und Peter Meusburger

Schriftleitung: Klaus Sachs

Heft 123

Im Selbstverlag des Geographischen Instituts der Universität Heidelberg

2007

Geomorphologisch-bodenkundliche Untersuchungen zur Rekonstruktion der holozänen Umweltgeschichte in der nördlichen Atacama im Raum Palpa/Südperu

von

Bertil Mächtle

mit 86 Abbildungen und 24 Tabellen

(mit engl. summary)

Im Selbstverlag des Geographischen Instituts der Universität Heidelberg

2007

Die vorliegende Arbeit wurde von der Fakultät für Chemie und Geowissenschaften der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg als Dissertation angenommen.

Tag der mündlichen Prüfung: 12. Juni 2007

Gutachter: Prof. Dr. Bernhard Eitel
Prof. Dr. Wolf Dieter Blümel

Titel: Lösslandschaft im mittleren St. Cruz-Tal
Rückseite: Hochreichende Konvektion östlich der Anden (Rio Palpa-Tal)

Alle Abbildungen stammen, soweit nicht anders vermerkt, vom Verfasser.

ISBN 978-3-88570-123-1

La confianza es la raiz del exito

–

Vertrauen ist die Grundlage des Erfolgs

Vorwort

Der kulturschaffende Mensch und seine Lebensumwelt sind seit mehr als einem Jahrhundert Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen. Lange Zeit standen die Paradigmen des Kultur- bzw. Naturdeterminismus in Konkurrenz zueinander. So wurde der Prozess der menschlichen Kulturentwicklung einerseits völlig losgelöst von den natürlichen Lebensgrundlagen, andererseits als unmittelbare Reaktion auf Veränderungen der Lebensumwelt betrachtet. Neuere wissenschaftliche Forschungen lassen mehr und mehr das Paradigma des „Neo-Determinismus“ aufkommen, wobei eine Vielzahl von natürlichen und anthropogenen Faktoren berücksichtigt werden, welche sich gegenseitig ergänzen (ISSAR & ZOHAR 2004, 8). Seit einigen Jahren wird daher zunehmend dazu übergegangen, die unterschiedlichen Möglichkeiten und Methoden der Natur- und der Geisteswissenschaften zu kombinieren. Damit bietet sich den einzelnen Fachdisziplinen die Möglichkeit, die eigenen Fähigkeiten zur interdisziplinären Lösung neuer, erweiterter Fragestellungen einzubringen. Ein Ergebnis dessen ist dabei auch die junge Disziplin der Geoarchäologie.

Auch der Projektverbund „Nasca“ folgt einem solchen interdisziplinären Ansatz, in dessen Rahmen die vorliegende Arbeit angefertigt werden konnte. Vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) wurden und werden hierbei verschiedene Forschungsansätze im Rahmen des Förderschwerpunktes „Neue Technologien in den Geisteswissenschaften“ (NTG) über sechs Jahre im Zeitraum 2002–2007 gefördert, anhand derer verschiedene Aspekte der präkolumbischen Besiedlungsgeschichte um Palpa (Südperu) in einer sich verändernden Lebensumwelt untersucht werden. Der Physischen Geographie kommt dabei die Aufgabe zu, auf Basis geomorphologisch-bodenkundlicher Untersuchungen die holozänen Umweltveränderungen in der nördlichen Atacama zu rekonstruieren und darüber hinaus auch die Ergebnisse der anderen beteiligten Disziplinen in ein landschaftsgeschichtliches Gesamtbild einzubeziehen.

Meinem Doktorvater, dem Leiter des Projektes „Geomorphologie und Bodenkunde“, Herrn Prof. Dr. Bernhard Eitel (Universität Heidelberg – Geographisches Institut) gilt mein besonderer Dank für die umfassende wissenschaftliche Betreuung der Arbeit, stets fruchtbare Diskussionen, sowohl im Gelände als auch bei der späteren Interpretation der Ergebnisse, sowie für die Freiheit, mich auch mit Aspekten außerhalb des unmittelbaren geomorphologisch-bodenkundlichen Rahmens beschäftigen zu können.

Meinem akademischen Lehrer, Herrn Prof. Dr. Wolf Dieter Blümel (Universität Stuttgart – Institut für Geographie), danke ich für die Vermittlung der wissenschaftlichen Grundlagen, die für die Bearbeitung der vorliegenden Arbeit unverzichtbar waren, sowie für die Bereitschaft, das zweite Gutachten zu übernehmen. Neben seiner langjährigen Forschungstätigkeit in verschiedenen Trockengebieten der Erde hat er 2005 auf Einladung der Arbeitsgruppe an einer gemeinsamen Reise nach Südperu teilgenommen und ist daher auch mit dem unmittelbaren Arbeitsgebiet vertraut.

Die fünf Feldkampagnen des Projektes „Geomorphologie und Bodenkunde“ (FKZ: 03EIX1VP) wurden von 2003–2006 durchgeführt. Mein Dank gilt dem Bundesministerium für Bildung und Forschung für die finanzielle Unterstützung der Arbeiten. Deren Schwerpunkt lag in der Auswertung der quartären Lockersedimentarchive für die Landschaftsentwicklung. Die einzelnen Kampagnen von drei bis fünf Wochen Dauer fanden wie folgt statt (in Klammern die Zusammensetzung der Arbeitsgruppen):

- März/April 2003 (Eitel, Hecht, Mächtle)
- August/September 2003 (Hecht, Mächtle, Schukraft)
- September 2004 (Eitel, Hecht, Mächtle)
- September 2005 (Eitel, Mächtle)
- September 2006 (Hecht, Mächtle, Schukraft)

Aufgabe der Teilprojekte „Chronometrie“ (Prof. Dr. Günther A. Wagner – Forschungsstelle Archäometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften am Max-Planck-Institut für Kernphysik (OSL-Datierung) bzw. Dr. Bernd Kromer – Forschungsstelle Radiometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften

am Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg (^{14}C-Datierung)) und „Archäologie“ (Dr. Markus Reindel – DAI, Kommission für Archäologie außereuropäischer Kulturen, Bonn/KAAK) war es, die Archive numerisch zu datieren und in den archäologischen Kontext einzubinden. Numerische Datierungen sind für die Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte unverzichtbar. Hierbei danke ich Frau Dr. Annette Kadereit und Herrn Dr. Steffen Greilich sowie Herrn Dr. Ingmar Unkel für die Bereitstellung und lebhafte Diskussion ihrer Datierungsergebnisse sehr herzlich.

Dr. Markus Reindel und Dr. Karsten Lambers (KAAK) bin ich für umfassende Einblicke in die archäologischen Arbeitsweisen und den intensiven interdisziplinären Austausch während der letzten Jahre verbunden. Gleiches gilt für Herrn Arq. Johny Isla (Instituto Andino de Estudios Arqueológicos, Lima), der nicht nur im wissenschaftlichen, sondern in besonderem Maße auch im organisatorischen Bereich maßgeblich zum Erfolg der Geländearbeiten beigetragen hat. Herrn cand. phil. Volker Soßna ist zu danken, dass die aktuellen Geodaten des Archäologie-Projektes zur Siedlungsverteilung in die vorliegende Arbeit mit einbezogen werden konnten.

Die Laborarbeiten wurden von Dipl.-Geol. Gerd Schukraft (Laborleitung) und Dipl.-Min. Adnan Al Karghuli unterstützt, ohne deren Einsatz die umfangreichen Analysen nicht durchführbar gewesen wären. Ihnen sei außerdem für ihre methodische Anleitung und für die intensive Diskussion der Ergebnisse gedankt. Für die Anfertigung zahlreicher Sedimentdünnschliffe sei Herrn Thomas Beckmann (Schwülper-Lagesbüttel) an dieser Stelle gedankt.

Herrn Dr. Stefan Hecht danke ich für seine wertvollen Hinweise im Gelände und die Darstellungen der Ergebnisse der geophysikalischen Untersuchungen, auch finden sich einige seiner Fotografien in dieser Arbeit. Herrn Dipl.-Kartogr. Volker Schniepp danke ich für die Reinzeichung verschiedener Entwürfe von Herrn Prof. Dr. Eitel.

Frau Dr. Solveig Schiegl (Universität Tübingen – Institut für Ur- und Frühgeschichte und Archäologie des Mittelalters) danke ich für die Einblicke in die vorläufigen Ergebnisse der Phytolithenuntersuchungen. Herrn Prof. Dr. Armin Grün und Herrn Dipl.-Ing. Martin Sauerbier (Institut für Geodäsie und Photogrammetrie – ETH Zürich) sei für die Bereitstellung eines hochauflösenden digitalen Höhenmodells von Palpa gedankt.

Der Einsatz weiterer Personen hat die Fertigstellung der Arbeit unterstützt: Frau cand. geogr. Katharina Roß und Herrn cand. geogr. Petr Zajicek sei für ihre Zuarbeiten im Rahmen ihrer Staatsexamens- bzw. Diplomarbeit gedankt, für die Laborarbeiten Frau MA Nicola Manke sowie den wissenschaftlichen Hilfskräften Sebastian Ernst, Markus Forbriger, Sebastian Kaiser, Antonia Koch, Niklas Schenk, Christoph Siart, Rania Taani, Sebastian Vonhoff und Anke Wichard.

Den Herren Dr. Wolfgang Meschede, Jo Siegler (VisualBridges AG) und Helmut Meyer (Kamera) danke ich für die gelungene filmische Dokumentation des NTG-Projektes, welche in verschiedenen Wissenschaftssendungen der ARD zur Ausstrahlung kam.

Besonders erwähnt werden sollen auch die den Arbeiten stets freundlich aufgeschlossenen Menschen in der Region, die mit großem Stolz auf ihr kulturelles Erbe zurückblicken. Besonders zu nennen sind hierbei Don Oskar Tiquiero und Herr Jacobo Manopla (Palpa).

Meinen Eltern danke ich für ihre uneingeschränkte Unterstützung seit Beginn meines Studiums.

Für die Aufnahme der Arbeit in die Schriftenreihe der „Heidelberger Geographischen Arbeiten“ bin ich den Herausgebern zu großem Dank verpflichtet, ebenso der Hiehle-Stiftung für den für die Herstellung geleisteten finanziellen Beitrag.

Heidelberg, im März 2007 Bertil Mächtle

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis **IX**

Tabellenverzeichnis **XIII**

1 Einleitung **1**
1.1 Problemstellung 1
1.2 Zielsetzung 2

2 Einführung in das Arbeitsgebiet **5**
2.1 Geographische Lage des Arbeitsgebietes 5
2.2 Geologisch-geomorphologische Großeinheiten im Arbeitsgebiet 6
2.3 Petrographische Merkmale des Arbeitsgebietes 10
2.3.1 Präkambrium und Paläozoikum 11
2.3.2 Mesozoikum 11
2.3.3 Känozoikum 12
2.4 Die Niederschlagsverhältnisse über dem zentralen Südamerika . 16
2.4.1 Ursachen der Trockenheit an der Küste 16
2.4.2 Die atmosphärische Zirkulation über dem Altiplano . . . 20
2.4.3 Die Variabilität des Bolivienhochs und seine Folgen . . 21
2.4.4 Die Extrema der Südlichen Oszillation – El Niño und La Niña 23
2.4.5 Die räumliche Niederschlagsverteilung im Arbeitsgebiet 25
2.5 Hydrologie des Arbeitsgebietes 27
2.6 Vegetation und Böden im Arbeitsgebiet 28
2.6.1 Die Vegetation im Raum Ica-Nazca 29
2.6.2 Die Böden des Arbeitsgebietes 37
2.7 Zusammenfassung 37

3 Präkolumbische Kulturen in Peru 41
3.1 Die präkolumbische Kulturgeschichte im Becken von Ica-Nazca 42
3.1.1 Die Gliederung der präkolumbischen Kulturstufen . . . 42
3.1.2 Die Initialzeit (1800–860 v. Chr.) 44
3.1.3 Die Paracas-Kultur (860–200 v. Chr.) 44
3.1.4 Die Nasca-Kultur (200 v. Chr.–600 n. Chr.) 44
3.1.5 Der Mittlere Horizont (650–1000 n. Chr.) 45
3.1.6 Die Späte Zwischenperiode (1000–1400 n. Chr.) 45
3.1.7 Der Späte Horizont (1400–1532 n. Chr.) 46
3.1.8 Das Ende der präkolumbischen Ära 46
3.2 Die Geoglyphen 47

4 Methoden 49
4.1 Geländearbeiten 51
4.2 Laborarbeiten 52
4.2.1 Sedimentologische Untersuchungen 52
4.2.2 Geochemische Analysen 56
4.2.3 Altersdatierung 57
4.3 EDV-gestützte Arbeiten 57
4.3.1 Luftbildauswertung 58
4.3.2 Vegetationskartierung 58
4.3.3 Siedlungsverteilung 61

5 Ergebnisse 65
5.1 Zeugnisse känozoischer Tektonik in der peruanischen Küstenkordillere 65
5.2 Die Fußflächen – Zeugnis semiarider Verhältnisse 68
5.3 Die Zertalung der Fußflächen – Anzeichen einer Aridisierung . . 72
5.4 Die Schuttstromdynamik als Zeichen humiderer Verhältnisse . . 74
5.5 Der glaziale und periglaziale Formenschatz im Arbeitsgebiet . . 75
5.5.1 Die andinen Hochflächen 75
5.5.2 Die Täler der Andenwestflanke 77
5.6 Das Vorrücken einer Sukkulentensteppe ins Andenvorland bei Palpa 84

5.7 Die Phase der Lössbildung – der Rückzug der Wüste 87
5.7.1 Die räumliche Verbreitung der Lösse 87
5.7.2 Das Korngrößenspektrum der Lösse 88
5.7.3 Kalk-, Salz- und Gipsgehalt und pH-Werte der Lösse . . 90
5.7.4 Mikromorphologische Eigenschaften der Lösse 93
5.7.5 Das Schwermineralspektrum der Lösse 95
5.7.6 Das Ausgangsmaterial der Lösse 99
5.7.7 Die Wege des Staubtransportes im Arbeitsgebiet 100
5.7.8 Alter und Depositionsrate der Lösse 104
5.8 Die Bodenentwicklung im Arbeitsgebiet 106
5.8.1 Profil Pe 110 – Paläoboden im Löss am Cerro Bodegayoq 107
5.8.2 Profil Pe 107 – Andosol der andinen Hochflächen bei Ocoro 109
5.8.3 Profil Pe 306 – Hochflutsediment am Rio Palpa 112
5.8.4 Exkurs – die Eigenschaften von Cadmium in Böden . . 114
5.8.5 Profil Pe 310 – unverwitterter Löss bei Jaime 118
5.8.6 Die magnetische Suszeptibilität der Lösse 119
5.9 Zur fluvialen Dynamik im Arbeitsgebiet 120
5.9.1 Terrassenprofil Pe 306/311 – Jauranga 120
5.9.2 Weitere Hochflutsedimente 123
5.9.3 Der Schuttstrom von La Muña 126
5.9.4 Weitere Schuttströme 129
5.9.5 Die rezente äolische Dynamik – Dünenbildung 129
5.10 Niederschläge und Vegetationsentwicklung im Arbeitsgebiet . . 135
5.10.1 Die Vegetation der Halbwüste 136
5.10.2 Die Vegetation der Andenwestflanke 136
5.10.3 Die Vegetation der Pajonales und Puna 144
5.10.4 Die Flora in der Ikonographie 144
5.11 Geoarchäologische Befunde 147
5.11.1 Die Oberflächenformung in präkolumbischer Zeit 147
5.11.2 Spuren präkolumbischer Agrartechniken 150
5.11.3 Techniken des „water harvesting“ am Andenfuß 155
5.11.4 Die räumliche Verteilung präkolumbischer Siedlungen . 163
5.11.5 Die Rekonstruktion des Paläolandschaftsbildes 165

6 Synthese und Ergebnisdiskussion 171
6.1 Cadmium – ein neuer Paläoumweltzeiger 171
6.2 Die Landschaftsentwicklung bis ins Mittlere Holozän 173
6.2.1 Das regionale Paläoklima im Pleistozän 174
6.2.2 Das regionale Paläoklima im Frühen und Mittleren Holozän 176
6.3 Exkurs – eine Hypothese zur Dynamik des Bolivienhochs 176
6.4 Der Charakter der Südlichen Oszillation 179
6.5 Die Umweltentwicklung im Späten Holozän 181
6.5.1 Das Subboreal bis zur Entwicklung der ersten präkolumbischen Hochkulturen 181
6.5.2 Die Blütephase der präkolumbischen Besiedlung 182
6.5.3 Die Landschaftsentwicklung im letzten Jahrtausend . . . 183
6.6 Konsequenz der Ergebnisse für andere paläoklimatische Arbeiten 184
6.7 Ergänzende geoarchäologische Befunde zur Späten Zwischenperiode 187
6.8 Grundsätzliche Überlegungen zum Katastrophendeterminismus . 189
6.9 Zur Abhängigkeit präkolumbischer Kulturen vom Naturraum . . 191

Zusammenfassung 193

Summary 197

Literaturverzeichnis 199

Anhang 215

Abbildungsverzeichnis

1 Die Ruinen der Ciudad Perdida de Huayurí 2
2 Lage des Arbeitsgebietes 6
3 Kerbtal eines Rio Grande-Tributärs bei Huac Huas 8
4 Flachwellige Grundmoränenlandschaft der Altiplanoausläufer 10
5 Petrographie im Arbeitsgebiet 12
6 Pleistozäne Fußfläche südlich von Palpa 15
7 Dünenfeld der Pampa Blanca westlich des Rio St. Cruz 17
8 Der Mechanismus des Feuchtetransports auf die Westseite der Anden . 18
9 Die atmosphärische Zirkulation über Südamerika 22
10 Sommerlicher Feuchtetransport (DJF) in der Troposphäre über dem Altiplano 23
11 Kaltwasserauftriebszentren vor der peruanischen Küste 26
12 LANDSAT 7-Komposit des Arbeitsgebiets 30
13 Niederschlagsverteilung und Vegetationshöhenstufen an der Andenwestflanke 31
14 *Armatocereus procerus*, ein extremer Xerophyt 33
15 Der Pfefferbaum (*Schinus molle*) 33
16 Vegetationsentwicklung im oberen Palpa-Tal am Ende der sommerlichen Regenzeit 39
17 Die präkolumbischen Kulturstufen des Nazca-Gebietes 43
18 Landschaftliche Großeinheiten im Arbeitsgebiet 66
19 Tallängsprofil der Quebrada Huaricangana 68
20 Geringmächtige Fanglomerate westlich des Rio Palpa 69
21 Das ältere Niveau der Quebradaterrassen 73
22 Mittelholozäne Lössreste auf Fanglomeratschutt südöstlich von Palpa 73
23 Hauptniveau der Fußflächen und das Glacisterrassenniveau an der Hazienda Vizcas 74
24 In das Hauptniveau der Fußflächen eingeschnittene Quebrada 74

25 Grundmoräne auf der Pampa Galeras 77
26 Glazial überschliffenes Festgestein in der Grundmöränenlandschaft des nördlichen Altiplano 77
27 LANDSAT-Bild der subandinen Pultflächen nordöstlich von Nazca . . 78
28 Endmoräne und Zungenbecken im Tal des Rio Atocata nordöstlich von Laramate 79
29 Eisrand auf der Pampa Galeras am Übergang zu den subandinen Pultflächen 79
30 Aufschluss im Zungenbecken von Buena Vista 80
31 Hypothetisches Ausmaß der spätpleistozänen Plateauvergletscherung . 80
32 Schematischer Schnitt durch die Zungenbeckenfüllung von Buena Vista NE von Laramate 81
33 Glatthang am Cerro Bodegayoq 81
34 Streifenbildung im früheren Periglazialbereich oberhalb von Laramate 83
35 *Scutalus chiletensis granulatus*, eine Schnecke der Halbwüste 86
36 *Pupoides albilabris peruvianus*, eine Schnecke der Steppe 86
37 Korngrößenverteilung ausgewählter Lösse und Hochflutsedimente . . 89
38 Feinheitsgrad der Lösse nach SCHÖNHALS 91
39 Dünnschliffe ausgewählter Lösse 94
40 Lomavegetation um Acarí und Yauca im LANDSAT-Bild 102
41 Bodenentwicklung bei Acarí (Luvseite) 103
42 Unverwittertes Sediment bei Acarí (Leeseite) 103
43 Lössprofil auf dem Cerro Bodegayoq (Pe 110) 110
44 Typischer Andosol der Hochflächen (Pe 107) 110
45 Cd_{ges}- und Cd_{mob}-Gehalte der untersuchten Profile 117
46 Lage des Terrassenprofils Pe 306 bei Jauranga 121
47 Gliederung des Terrassenprofils von Jauranga 122
48 Hochflutsedimente der 3 m-Terrasse am Rio Palpa bei Jauranga, Profil Pe 306 122
49 Gliederung der Flussterrassen um Palpa 124
50 Aufbau und Altersstellung fluvialer Sedimente am Rio Palpa und Rio St. Cruz 125
51 Profilschnitt durch Schuttstrom und Flussterrasse von La Muña 127
52 Detailaufnahme der Sedimente 127
53 Geomorphogenese der Ablagerungen bei La Muña 128

54 Typischer spätpleistozäner Schlammstrom 130
55 Frontalansicht des Schuttfächers von Yunama 131
56 Geoelektrische Tomographie der Flussterrasse bei Yunama 131
57 Hauptwindrichtung und resultierende Dünenzüge im Arbeitsgebiet . . 133
58 Vegetationskarte des Arbeitsgebietes 137
59 *Neoraimondia arequipensis/rosiflora* im Santa Cruz-Tal bei Jaime . . 140
60 *Neoraimondia arequipensis/rosiflora*-Wald im Palpa-Tal 140
61 *Melocactus peruvianus* im St. Cruz-Tal. 142
62 *Armatocereus ghiesbreghtii* und *Orthopterygium huaucui* 142
63 Die Substratabhängigkeit der Vegetationsentwicklung 143
64 Kakteen in der Nasca-Ikonographie 145
65 *Echinopsis knuthiana* in der oberen Kakteenstufe 145
66 Landschaftsbild bei Pucurí im oberen Palpa-Tal 146
67 Trapez über Lössresten 149
68 Die Geoglyphe des Reloj Solar und ihre Anpassung an das Mikrorelief 149
69 Die Siedlungsabfälle von Chillo aus der Späten Zwischenperiode . . . 150
70 Rezente Hangbewässerung im oberen Vizcas-Tal 152
71 Terrassierte Hänge bei Jaime 152
72 Bewässerungsanlagen bei Jaime 154
73 Bewässerungskanal aus der Späten Zwischenperiode bei Jaime 155
74 Verbreitung von Erd- und Steinwällen im Bereich der Ciudad Perdida de Huayurí 157
75 Water harvesting in der Ciudad Perdida 157
76 Wasserkonzentrationsbauten der Ciudad Perdida 160
77 Schematische Darstellung der Wasserkonzentrationsbauten der Ciudad Perdida 161
78 Geoelektrische Tomographie eines Erdwalls 162
79 Die räumliche Anordnung der Siedlungen in präkolumbischer Zeit . . 165
80 Siedlungsmuster im Arbeitsgebiet (1) 168
81 Siedlungsmuster im Arbeitsgebiet (2) 169
82 Siedlungsmuster im Arbeitsgebiet (3) 170
83 Der Cadmium-Status verschiedener Böden und Sedimente im Arbeitsgebiet 172

84 Der Feuchtetransport durch das Bolivienhoch heute und im Frühen Holozän 178
85 Gegenüberstellung verschiedener Paläoklimaproxies aus Peru 184
86 Karte der Probenlokalitäten und Orte im Arbeitsgebiet 217

Tabellenverzeichnis

1 Typische Schwerminerale im Arbeitsgebiet und deren Herkunft 53
2 Modalbestände der Vulkanite der mittleren Grupo Yura nach TRAPPE (1998) 55
3 LANDSAT 7-Kanäle und ihre vegetationsspezifische Bedeutung 60
4 Korngrößenspektrum (Feinfraktion) der Fanglomerate 70
5 ^{14}C-Altersdaten der Schnecken im Arbeitsgebiet 85
6 Korngrößenverteilung und Feinheitsgrad ausgewählter Lösse 88
7 Gehalte an Carbonat, C_{org}, pH-Werte und Elementgehalte der Lösse . 92
8 Flächenanteile der petrographischen Einheiten im Arbeitsgebiet . . . 95
9 Schwermineralanteil ausgewählter Proben 97
10 OSL-Altersdaten der Lösse an der Westflanke der Anden 106
11 Bodenchemische Parameter Profil Pe 110 (1) 108
12 Bodenchemische Parameter Profil Pe 110 (2) 108
13 Gliederung und Korngrößenspektrum des Andosol-Profils (Pe 107) . . 111
14 Elementgehalte des Andosol-Profils (Pe 107) 113
15 Cd_{ges}- sowie die Cd_{mob}-Gehalte ausgewählter Profile 116
16 Phytolithengehalte aus den Lössen bei Jaime 153
17 Probenlokalitäten im Arbeitsgebiet 215
18 Korngrößenverteilung und Feinheitsgrad der Lösse um Palpa 218
19 Korngrößenverteilung der übrigen Sedimente um Palpa 220
20 Schwermineralspektrum ausgewählter Proben 221
21 Carbonatgehalte, C_{org}-Gehalte, pH-Werte und Elementgehalte der übrigen Sedimente 222
22 ^{14}C- und OSL-Datierungen der fluvialen und glazialen Sedimente im Arbeitsgebiet 223
23 OSL-Alter eines typischen Schuttstroms 225
24 Carbonatgehalte, C_{org}-Gehalte, pH-Werte und Elementgehalte der Lösse 226

1 Einleitung

1.1 Problemstellung

Palpa ist heute eine kleine Oasenstadt inmitten der hyperariden nördlichen Atacama-Wüste an der Westküste Südamerikas. Archäologische Befunde zeigen, dass in präkolumbischer Zeit in diesem Raum bevölkerungsreiche Kulturen entwickelt waren. Einer breiten Weltöffentlichkeit bekannt sind deren ausgedehnte Bodenzeichnungen, die sog. „Geoglyphen“, welche zum UNESCO-Weltkulturerbe zählen.

Wie konnten sich hier in der Vergangenheit Hochkulturen entwickeln? Sollte die kulturelle Blütezeit auf völlig andere Umweltbedingungen zurückgehen? Dann wäre für die Vergangenheit von günstigeren hygrischen Verhältnissen auszugehen, schließlich ist Wasser im Bereich der Atacama die wichtigste ökologische Regelgröße. Dies führt zur Formulierung folgender Hypothese:

„Die kulturelle Entwicklung im Arbeitsgebiet ist mitgeprägt von holozänen Klimafluktuationen“.

Klimafluktuationen sind am Wüstenrand gleichbedeutend mit einer Verschiebung des Wüstenrandes. Damit verbunden ist eine Neuorientierung des empfindlichen geomorphologischen Gleichgewichtszustandes der Landschaft, die sich (nach ROHDENBURG 1970) im Auftreten geomorphodynamischer Aktivitätsphasen äußert. Zur Überprüfung der Hypothese müssen deshalb entsprechende Geoarchive identifiziert und datiert werden, um die jeweils herrschenden Paläoumweltverhältnisse zu rekonstruieren und gegebenenfalls zeitlich mit der Kulturentwicklung zu korrelieren. Umgekehrt liefern die archäologischen Befunde in ihrer räumlichen Lage wichtige Hinweise zur früheren landwirtschaftlichen Nutzbarkeit des Raumes und dienen damit gleichfalls zur Überprüfung der Hypothese.

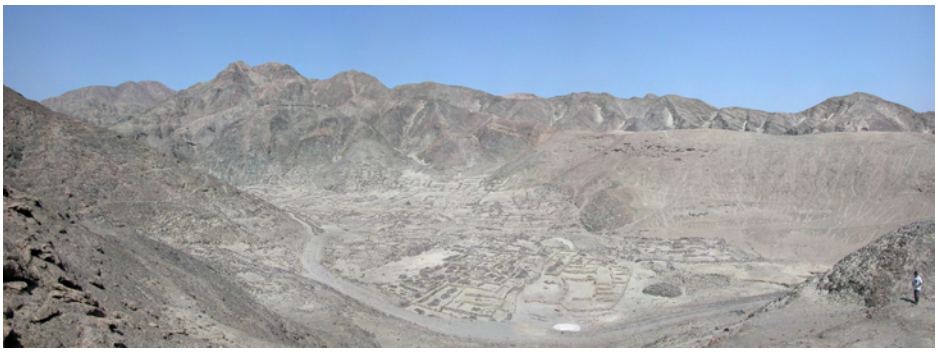


Abb. 1: Die Ruinen der Ciudad Perdida de Huayurí, einer oasenfern gelegenen Großsiedlung aus der Späten Zwischenperiode, errichtet zwischen 1000 und 1400 n. Chr. im heute hyperariden Umfeld.

Über die quartäre paläoklimatische Entwicklung des Raumes wie der gesamten peruanischen Küste ist bislang nur wenig bekannt. Die traditionellen Forschungsgebiete der Atacama liegen weiter südlich in Chile (z.B. VEIT 1992, LAMB & DAVIS 2003, DUNAI ET AL. 2005). Im Bereich des Altiplano konzentriert sich die paläoklimatische Forschung auf die Region um den Titicaca-See (z.B. BAKER ET AL. 2001a). Der unmittelbare Litoralbereich Perus steht im Mittelpunkt der Untersuchungen u.a. von SANDWEISS (2003). Die vorliegende Arbeit widmet sich erstmals der quartären Landschaftsentwicklung im Bereich der nördlichen Atacama und der Andenwestflanke und stützt sich auf bereits erschienene Publikationen der Arbeitsgruppe (z.B. EITEL ET AL. 2005, MÄCHTLE ET AL. 2006).

Detaillierte Arbeiten zur Kulturgeschichte des Raumes setzten nach der Entdeckung der Nasca-Kultur und ihrer Vorläufer Anfang des 20. Jahrhunderts in den 1990er-Jahren ein (SILVERMAN 1992, 1994, REINDEL & ISLA 1999, REINDEL & ISLA 1999). Sie finden im Rahmen des NTG-Projektverbundes ihre systematische Fortsetzung (siehe u.a. REINDEL ET AL. 2000, REINDEL 2004a,b, WETTER 2005, LAMBERS 2006, UNKEL 2006).

1.2 Zielsetzung

Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Rekonstruktion der holozänen Paläoumweltentwicklung im Raum Palpa (Südperu) mit Hilfe eines geomorphogenetisch-geochronologischen Ansatzes unter besonderer Beachtung ihrer Rolle für die präkolumbische Kulturentwicklung. Ausgangspunkt der Zielsetzung ist die Beobachtung archäologischer Fundorte in der heute hyperariden Atacama, eine Tatsache, die auf einst humidere Verhältnisse weist. Damit soll im Verbund mit den Ergebnissen der übrigen NTG-Projekte auf interdisziplinärer Basis ein Beitrag zum besseren Verständnis der Mensch-Umwelt-Beziehung in einem Raum geleistet werden, der heute nur noch im Bereich weniger Flussoasen die Möglichkeit zur Besiedlung bietet.

2 Einführung in das Arbeitsgebiet

2.1 Geographische Lage des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet ersteckt sich von 14°10'S bis 15°S sowie zwischen 74°40'W und 75°20'W (s. Abb. 2). Es umfasst die wüstenhafte Küstenlandschaft der nördlichen Atacama in Süd-Peru und wird nach Westen vom Pazifischen Ozean, nach Osten von der Westkordillere der Anden und dem Altiplano begrenzt. Küstenparallel setzt sich die Atacama nach Norden bis Nordperu und nach Süden bis nach Chile fort. Im Bereich zwischen Pisco und Acarí erstreckt sich eine den Anden vorgelagerte Küstenkordillere (s. Abb. 2), die ihre Fortsetzung nach Süden erst wieder in Chile findet. Der Bereich zwischen der Küstenkordillere und dem Andenfuß wird als Depression von Ica-Nazca bezeichnet und stellt eine vorandine Senke (Graben oder Halbgraben) dar (MONTOYA ET AL. 1994, 13). Im Nebelschatten der Küstenkordillere gelegen, herrschen hier noch trockenere Verhältnisse als an anderen Küstenabschnitten. Wasser liefern nur einige im Hochland entspringende, von Dezember bis März durch Sommerregen gespeiste Fremdlingsflüsse, entlang derer Oasen entwickelt sind. Diese werden heute intensiv bewirtschaftet. Berühmt ist besonders das Städtchen Palpa für seine Orangen, von seinen Bewohnern selbst mit Stolz auf die präkolumbische Vergangenheit als *"Paraiso de la fruta y arqueologia del Peru"* bezeichnet.

Die Flusssysteme des Rio Grande und des Rio Ica sind einst ein Kernland präkolumbischer Kulturen an der Südküste Perus gewesen. Aufgrund der Enge der Täler, die in die Andenwestflanke eingeschnitten sind, nimmt das kultivierbare Land nur in den Talweitungen des Andenvorlandes große zusammenhängende Flächen ein, sonst bleibt es auf isolierte Flecken am Talboden beschränkt. Seit Menschengedenken war die Region um Nazca das Eintrittstor von der Küste zum Hochland (KOSOK 1965, 50), es wurde Fernhandel betrieben. Im Austausch für Meeresprodukte kamen Lamas aus dem Hochland hierher. Daneben wird in der Region bis heute Bergbau betrieben. Überwiegend kupfer- und goldhaltige Erz-

gänge wurden und werden in Kleinminen ausgebeutet und die daraus gefertigten Schmuckwaren sind heute ein Grund für die zahlreichen Grabplünderungen.

2.2 Geologisch-geomorphologische Großeinheiten im Arbeitsgebiet

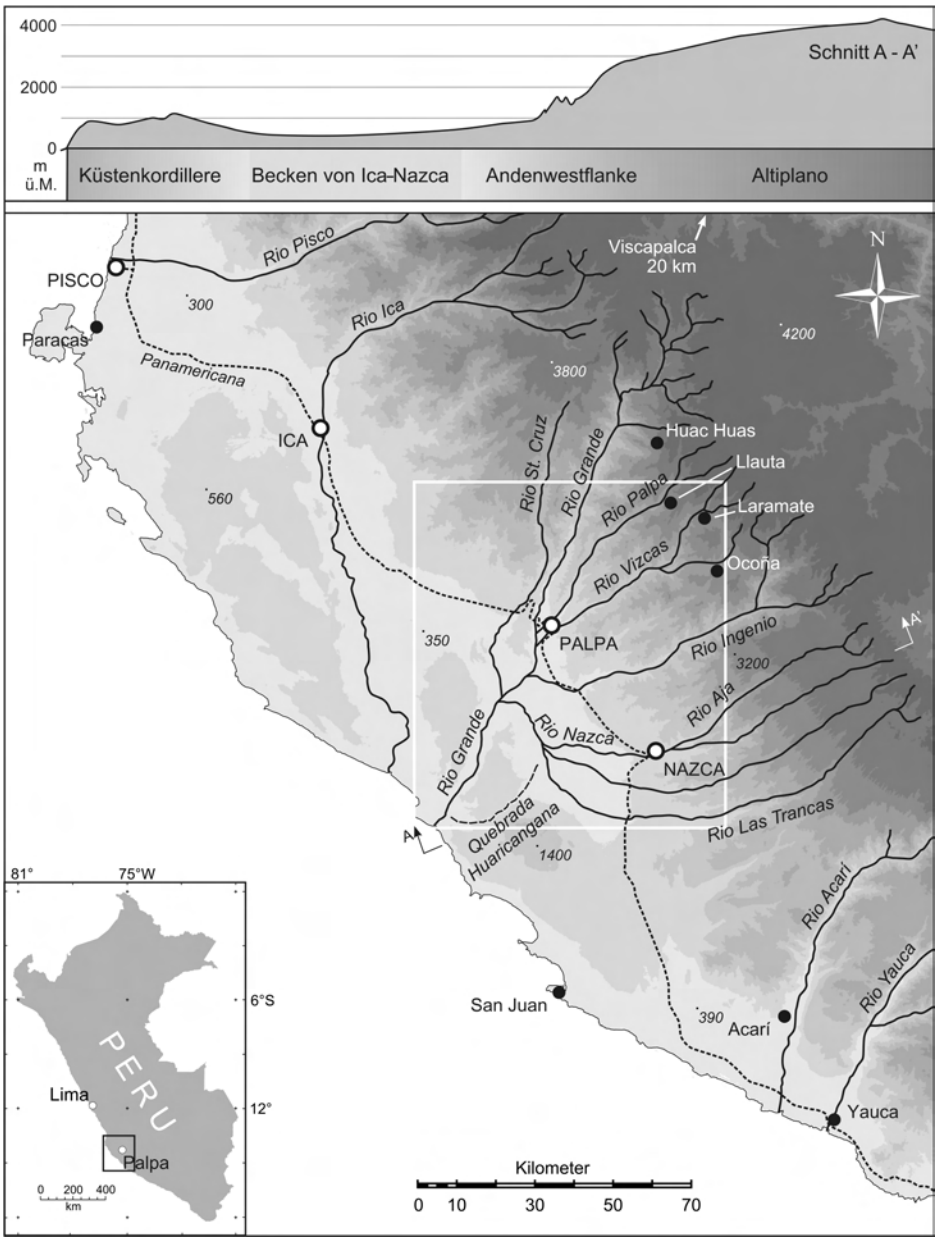
Das Arbeitsgebiet lässt sich von West nach Ost in vier Landschaftseinheiten gliedern:

Die **Küstenkordillere** steigt unmittelbar von der Küste steil bis auf Höhen von über 700 m ü.M. an, einzelne Gipfel ragen bis auf 1.500 m auf. Sie erstreckt sich maximal 30 km landeinwärts. Im Norden endet sie bei der Halbinsel Paracas, setzt sich jedoch unter dem Meeresspiegel fort (DÁVILA 1993, 6). Im Süden reicht sie als eigenständige Gebirgskette bis Acarí.

Die Küstenkordillere stellt einen eigenständigen, präandinen Gebirgskörper dar und gehört geologisch nicht zum Andenorogen. Ihr Basement, Gneise und Schiefer, stammt aus dem Präkambrium. Diesen Gesteinen liegen diskordant Metasedimente präkambrischen bis altpaläozoischen Alters auf. Im weiteren Verlauf wurden in verschiedenen Trans- und Regressionsphasen terrestrische und marine Sedimente jurassischen bis altquartären Alters abgelagert, welche die Flächen der Pampas Costaneras bilden.

Seit dem Pliozän ist die Küstenkordillere wie die Anden durch die Subduktion der Nazca-Platte ebenfalls einer Hebung und Erosion unterworfen. An ihrer Westflanke finden sich zahlreiche Strandterrassenniveaus, die seit dem Tertiär gebildet wurden. An anderen Stellen ist eine bis zu 80 m hohe Steilküste entwickelt (MONTOYA ET AL. 1994, 12). Die bis zu 35 kn starken südöstlichen Seewinde, lokal als „Paracas“ bezeichnet (GAY 1999, 281), haben auf den Flächen der Pampas Costaneras nördlich der Rio Grande-Mündung ein typi-

Abb. 2 ***(auf der nächsten Seite)*****:** Die Lage des Arbeitsgebietes (weißer Kasten) an der peruanischen Südküste um 14°S. Die auf dem Altiplano entspringenden Flüsse laufen im Becken von Ica-Nazca zusammen. Der Rio Grande durchschneidet die Küstenkordillere und mündet in den Pazifik. Der Verlauf der Quebrada Huaricangana bildet eine alte Entwässerungslinie ab, die mit der Hebung der Küstenkordillere trocken fiel.


4000
2000
0
m ü.M.
Schnitt A - A'
Küstenkordillere
Becken von Ica-Nazca
Andenwestflanke
Altiplano
Viscapalca 20 km
N
PISCO
Paracas
Rio Pisco
Rio Ica
Panamericana
ICA
300
560
350
3800
4200
3200
1400
390
Rio St. Cruz
Rio Grande
Rio Palpa
Rio Vizcas
Rio Ingenio
Rio Aja
Rio Nazca
Rio Grande
Huac Huas
Llauta
Laramate
Ocoña
PALPA
NAZCA
Quebrada Huaricangana
Rio Las Trancas
Rio Acarí
Rio Yauca
San Juan
Acarí
Yauca
A
A'
Kilometer
0 10 30 50 70
81°
75°W
6°S
12°
PERU
Lima
Palpa
0 200 400 km

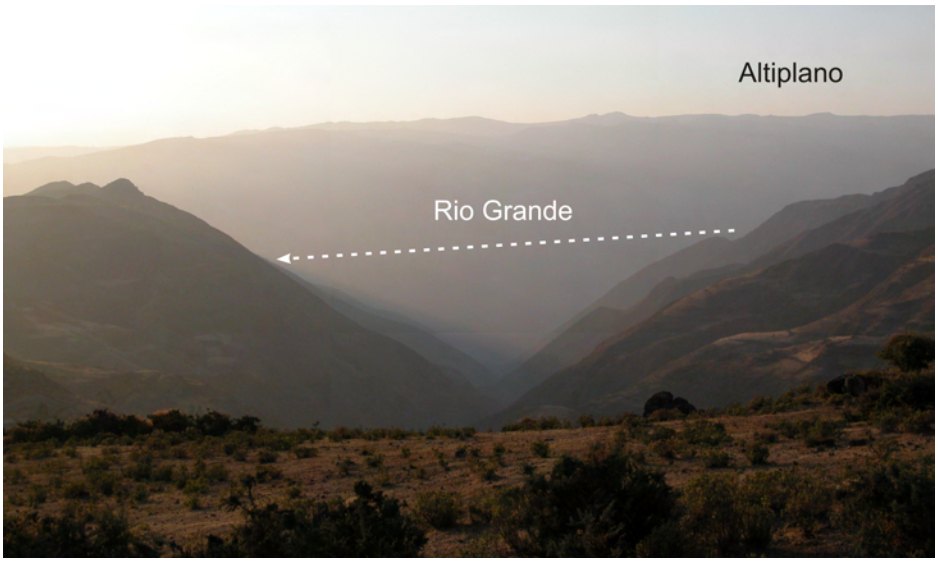


Abb. 3: Kerbtal eines Rio Grande-Tributärs bei Huac Huas, Blickrichtung nach Westen. Der Rio Grande (Talgrund bei 1.600 m ü.M.) hat sich hier seit dem Pliozän um 2.200 m in die gipfellose Hochfläche des Altiplano ($\sim$ 3.800 m ü.M.) eingetieft.

sches Windrelief mit zahlreichen Mega-Yardangs herausgearbeitet (McCauley et al. 1977). Vor der Küste liegen reiche Fischgründe, bedingt durch das kalte, nährstoffreiche Auftriebswasser der Humboldt-Zirkulation.

Die **Depression von Ica-Nazca** (Montoya et al. 1994, 70), eine 7–25 Kilometer breite vorandine Senke, schließt sich landeinwärts an die Küstenkordillere an. Ihre Anlage ist durch einen oberkretazischen Grabenbruch vorgegeben. Sie liegt zwischen 400 und 500 m ü.M. und ist von miozänen bis pleistozänen Sedimenten verfüllt. Die jüngsten Ablagerungen bilden ausgedehnte Fußflächen. Die Mächtigkeit dieser Fanglomerate ist gering, nur im Bereich älterer Talungen erreichen sie bis zu 200 m. Die älteren tertiären Sedimente sind wenige hundert Meter mächtig. In die Fußflächen sind in den Anden entspringende diarheische Flüsse sowie arheische Flüsse („Quebradas“) bis auf 300 m ü.M. eingeschnitten. Ein beträchtlicher Teil ist von Barchanen und Sandfeldern bedeckt. Der größte Erg liegt östlich von Ica und ist 63 km lang und 18 km breit (Dávila 1993, 8).

Der Anstieg vom Andenvorland über die **Andenwestflanke** auf die andinen Hochebenen vollzieht sich innerhalb der kurzen Distanz zwischen 60 und 90 Kilometern Entfernung von der Küste, auf denen sich die Westkordillere der Anden bis auf über 3.500 m ü.M. erhebt. Es dominieren Gesteine vulkanischen und marin-terrestrischen Ursprungs aus dem Dogger bis zur Unterkreide. In der Oberkreide war es zum Plutonismus des Batolito de la Costa und zum Subvulkanismus des Complejo Bella Union gekommen. Bis ins Miozän hatte sich dann eine Rumpfflächenlandschaft ausgebildet, ehe erneuter Vulkanismus eingesetzt hat. In den Senken dieser flachwelligen Landschaft haben sich auch terrestrische Sedimente abgelagert (DÁVILA 1993, 57). Im Obermiozän ist es zu einer starken Hebung der Anden gekommen. GHOSH ET AL. (2006, 513) rekonstruierten für den Zeitraum von ca. 10,3–6,7 Ma eine Hebung des bolivianischen Altiplano bei 17,6 °S um fast 4.000 Meter, das heisst um ca. 1 m/ka. Die auf den andinen Hochflächen entspringenden Flüsse haben sich seither mit der zunehmenden Andenhebung unter starkem Gefälle mit tiefen, engen Tälern in die Anden eingeschnitten (MONTOYA ET AL. 1994, 77) und die mesozoischen Gesteine wieder exponiert. Zahlreiche, auf die vorgelagerten Fußflächen auslaufende Trockentäler zeugen von einer vergangenen Feuchtphase. Die oberen Talbereiche tragen eine gleichmäßige Feinschuttdecke und sind Zeugnis einer pleistozänen periglazialen Glatthangbildung (s. Kap. 5.5).

Die Aufwölbung des **Altiplano** lässt die Anden zwischen 90 und 120 km Distanz von der Küste nur allmählich um weitere 1.000 m an Höhe gewinnen. Zur Hebung des Altiplano-Plateaus kam es durch eine Krustenverdickung der Unterkruste ohne oberkrustale Deformation (EGE 2004, 5). Im Kontrast zu den Alpen fehlen darum größere Faltungserscheinungen. Der weitgehend gipfellosen Hochfläche sitzen lediglich vereinzelte pliozäne und quartäre Stratovulkane auf. Diese schwach nach Südwest einfallende, flachwellige Landschaft wird als „Puna“ (quechua = Schlaf $\sim$ Höhenkrankheit) bezeichnet. Deren südwestlichste Ausläufer, die periglazial überformten jüngsten Decken des Gebirges, hat DORNBUSCH (1997, 11) zur Unterscheidung als „subandine Pultflächen“ bezeichnet, deren sich nach Nordosten anschließende, durch eine pleistozäne Vergletscherung zu einer flachwelligen Landschaft geformte Fortsetzung die eigentliche Hochfläche des Altiplano darstellt. Hier sind flache Trogtäler, Moränen und Zungenbeckenseen entwickelt (s. Abb. 4). Die subandinen Pultflächen sind die Reste der miozänen Landoberfläche, welche einst weiter in Richtung Küste reichte.

Abb. 4: Flachwellige Grundmoränenlandschaft der nördlichen Altiplanoausläufer, Blickrichtung nach Nordosten. Die glaziale Überformung führte zu einer Glättung der Oberflächenformen. Die Gräser im Vordergrund zeigen Spuren von Beweidung durch Schafe und Alpacas, welche nachts im corral rechts im Bild untergebracht sind. Die Bewölkung im Hintergrund zeichnet die winterliche Grenze der von Nordosten her vordringenden monsunalen Niederschläge nach.

2.3 Petrographische Merkmale des Arbeitsgebietes

Die Gesteine im Arbeitsgebiet setzen sich hauptsächlich aus meso- bis känozoischen Magmatiten der Kalkalkalireihe und terrestrischen Sedimenten zusammen (s. Abb. 5). Bei den Effusiva dominieren die Produkte intermediärer, oft andesitischer Magmen als Folge der partiellen Schmelze von basischem Mantelmaterial als auch saurer kontinentaler Kruste, entsprechend den Verhältnissen am aktiven Kontinentalrand Südamerikas.

Soweit bestimmte Einheiten für die spätere Interpretation der landschaftsgeschichtlichen Archive von Bedeutung sind, seien sie im Folgenden kurz dargestellt. Dabei wurde vor allem auf die Untersuchungen von TRAPPE (1998) sowie auf die Erläuterungen zu den geologischen Karten Blatt 30 m Palpa (MONTOYA ET AL. 1994) sowie 29 m Cordova und 30 n Nazca (DÁVILA 1993) zurückgegriffen. Die folgende geologische Spezialkarte (Abb. 5) wurde dagegen anhand der 2001 überarbeiteten Kartenblätter Blatt 29 m Cordova, 29 n Laramate, 30 m Palpa und 30 n Nazca gezeichnet, welche seit 2005 online beim peruanischen geologischen Dienst (Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET,

www.ingemmet.pe) eingesehen werden können. Diese Karte diente als Grundlage bei der Berechnung der jeweiligen Flächenanteile der petrographischen Einheiten (s. Tab. 8).

Aufgrund der komplexen Lagerungsverhältnisse und späterer Gesteinsalterationen bilden die Gesteinsgruppen generalisiert nur die dominante Gesteinsart ab, insbesondere bei den Sandsteinen ist die Zwischenschaltung vulkanischer Lagen oder grob- und feinklastischere bzw. kalkige Lagen eher die Regel als die Ausnahme. Unter den Pyroklastiten sind pyroklastische Ströme, (Bomben-)Tuffe und Laven zusammengefasst. Da der Chemismus der Magmatite Einfluss auf das Schwermineralspektrum hat (s. Kap. 5), wurden saure und intermediäre Gesteine in der Darstellung unterschieden, aus Gründen der Übersichtlichkeit wurde auf eine Darstellung der verschiedenen Formationen jedoch bewusst verzichtet.

2.3.1 Präkambrium und Paläozoikum

Das präkambrische Basement der Südküste Perus, der Complejo Basal de la Costa, tritt lediglich im Bereich der Küstenkordillere zutage. Es setzt sich aus Kalksteinen und Schiefern zusammen. Im Paläozoikum drangen hier Granodiotite und Monzogranite des Batholith San Nicolas ein.

2.3.2 Mesozoikum

Die ältesten **jurassischen** Gesteine im Arbeitsgebiet gehören zur Formación Guaneros. In nennenswertem Umfang tritt die Formación Cachios aus dem mittleren Jura auf, die aus Tonsteinen besteht. Der Übergang vom Mittleren zum Oberen Jura geht einher mit einem Wechsel von terrestrischen zu marinen Sedimentationsbedingungen (TRAPPE 1998, 60). Große Flächen der Andenwestabdachung werden von der oberjurassischen Formación Labra eingenommen. Sie ist geprägt von hellen, quarzitischen Sandsteinen, die jedoch durch kleintektonische Erscheinungen von Vulkaniten durchsetzt sind (TRAPPE 1998, 54). Gemeinsam bilden sie die Hauptelemente der Grupo Yura.

Im Hangenden der Grupo Yura schließt sich die Grupo Casma an. Diese heterogene Sequenz ist der **Kreide** zuzuordnen und setzt sich aus pyroklastischen Ablagerungen, kalkigen Sandsteinen und Kalksteinen zusammen. Sie bildete an-

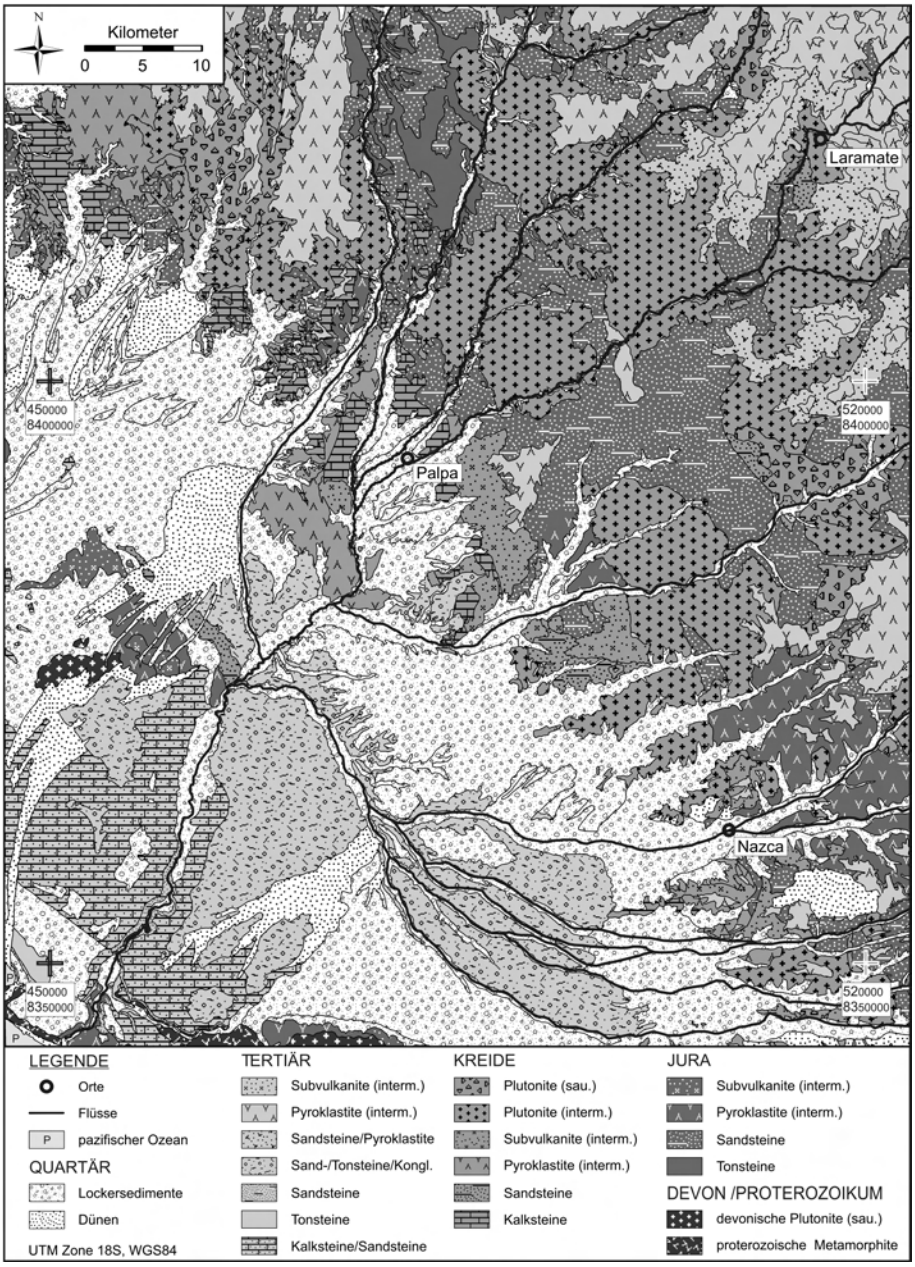
schließend bis ins Miozän eine tief liegende Rumpffläche, der die späteren Gesteinspakete diskordant aufliegen (MONTOYA ET AL. 1994, 18).

Im Bereich der heutigen Zentralanden entstand im mittleren Mesozoikum eine nach Osten einfallende Subduktionszone, über der sich ein 1.600 km langer und ca. 60 km breiter magmatischer Gürtel entwickelte (EISBACHER 1996, 309). Die verschiedenen Gesteinskomplexe des Küstenbatholithen (Batolito de la Costa) mit ihrer granitisch bis tonalitischen, dominant aber granodioritischen Zusammensetzung gehen mit einem andesitischen Subvulkanismus des Complejo Bella Union einher. Der Küstenbatholith wird nach den Geologischen Karten in verschiedene superunits unterteilt. Während der Linga-Phase kam es zur Bildung der Kupfer-, Eisen- und Molybdän-Lagerstätten am Rio Pisco. Auch die Goldquarzgänge am Cerro Malpaso gehen auf das Eindringen des Küstenbatholithen zurück (TRAPPE 1998, 147).

2.3.3 Känozoikum

Die vulkano-sedimentäre Abfolge der **miozänen** Grupo Nazca bildet den Abschluss der Gesteinsserien im Bereich der Westkordillere. Die Gesteine reichen als überwiegend undeformierte Ablagerung mit subhorizontalem Charakter von 1.200 bis 4.000 m Meereshöhe. Es dominieren helle, rosa und braun gefärbte Tuffe. Erosionsdiskordant liegt ihr stellenweise die vermutlich obermiozäne Formation Caudalosa auf, die aus Vulkaniten besteht (MONTOYA ET AL. 1994, 55). Ein auffälliges paralleles System von Trockentälern durchzieht die tiefer gelegenen Teile dieser miozänen Flächen und lässt sie im Satellitenbild (s. Abb. 12) deutlich zutage treten. Im Andenvorland erfuhr der nördliche Teil des Beckens um Pisco im Miozän eine starke Absenkung, verbunden mit mariner Sedimentation, während im südlichen Teil die terrestrischen Bedingungen fortdauerten (MONTOYA ET AL. 1994, 1).

Abb. 5 ***(auf der nächsten Seite)*****:** Petrographie im Arbeitsgebiet auf Grundlage des peruanischen geologischen Kartenwerks 1:50.000 bzw. 1:100.000 (INGEMMET 2001). Quartäre und tertiäre Gesteinsserien (hell) dominieren, während die Erosion an der Andenwestflanke das Mesozoikum (dunklere Farbgebung) wieder freigelegt hat.


N
Kilometer
0 5 10
Laramate
Palpa
Nazca
450000
8400000
520000
8400000
450000
8350000
520000
8350000
LEGENDE
Orte
Flüsse
pazifischer Ozean
QUARTÄR
Lockersedimente
Dünen
UTM Zone 18S, WGS84
TERTIÄR
Subvulkanite (interm.)
Pyroklastite (interm.)
Sandsteine/Pyroklastite
Sand-/Tonsteine/Kongl.
Sandsteine
Tonsteine
Kalksteine/Sandsteine
KREIDE
Plutonite (sau.)
Plutonite (interm.)
Subvulkanite (interm.)
Pyroklastite (interm.)
Sandsteine
Kalksteine
JURA
Subvulkanite (interm.)
Pyroklastite (interm.)
Sandsteine
Tonsteine
DEVON /PROTEROZOIKUM
devonische Plutonite (sau.)
proterozoische Metamorphite

Ein jüngerer Vulkanismus fehlt im unmittelbaren Arbeitsgebiet. Ursache dafür ist die variable, durch Querflexuren bestimmte Struktur der subduzierten Nazca-Platte (EISBACHER 1996, 311), was zu einem zunehmend flacheren Abtauchen in diesem Bereich führte und keinen Vulkanismus zulässt. Daneben wird auch das Durchwandern des Nazca-Rückens schräg zur Plattenbewegung dafür verantwortlich gemacht, dass die vulkanische Aktivität fortan auf den Süden Perus beschränkt blieb. Nördlich des Nazca-Rückens fällt die Benioff-Zone mit 10 bis 15°, südlich mit 15 bis 27° nach Osten ein (ZEIL 1986, 112).

Seit dem **Pliozän** kam es zur Hebung des gesamten Gebietes von der Küste bis zum Altiplano. Es kam im Bereich der Küstenkordillere und der Depression von Ica-Nazca zur überwiegend terrestrischen Ablagerung der Formación Changuillo. Eine proximale kontinentale Fazies zeugt von der Ablagerung fluvialer Konglomerate und von Fangern, ergänzt durch feinklastische Hochflutsedimente. Die Ton- und Siltsteine zeigen teils Trockenrisse (MONTOYA ET AL. 1994). Sie sind Zeugnis der bereits damals ariden Verhältnisse in der nördlichen Atacama und leiten zu den quartären Sedimenten über. Im Bereich der Küstenkordillere ist eine distale Küstenrandfazies zu finden, deren marine Einschaltungen auf Meerestransgressionen zurückzuführen sind.

Die übrigen Flächen der vorandinen Senke werden von der **pleistozänen** Formación Cañete eingenommen, welche aus kaum verfestigten Geröllen in einer sandig-schluffigen Matrix bestehen. Hier sind sämtliche Gesteine der Anden aufgearbeitet und vermengt. Die ausgedehnten Fußflächen am Andenfuß – hier Pampas genannt – bauen sich aus diesen Fangern auf, ihr Wüstenpflaster ist von einem dicken Wüstenlack überzogen. Auf den andinen Hochflächen wurden die tertiären Flächen teils glazial überprägt, was in den geologischen Karten jedoch nur unzureichend berücksichtigt wurde (s. Kap. 5.5).

Bis ins **Holozän** wurden die Fußflächen von den Flüssen und Quebradas wieder zerschnitten und die Oberflächen waren nochmals vereinzelten Schichtfluten unterschiedlicher Reichweite ausgesetzt. In diesen Bereichen ist das Wüstenpflaster umgelagert worden, weshalb diese Flächen heller erscheinen (s. Abb 12). Schuttströme (Huaycos) und die Hochflutlehme der Flussoasen sind die jüngsten Ablagerungen im Arbeitsgebiet.

Neben der erosiv-denudativen Massenverlagerung kommt es in der nördlichen Atacama auch zu einer starken Umlagerung durch den Wind. Äolische Ablagerungen sind in Form von Barchan-Ketten, ausgedehnten Sanddecken und kom-

Abb. 6: Pleistozäne Fußfläche (Formación Cañete) südlich von Palpa, Blickrichtung nach Süden. Im Vordergrund der Rio Palpa (helles Band) inmitten der Flussoase, unterhalb der dunklen Wolken rechts im Bild liegt die Küstenkordillere mit dem Cerro Huarincangana (1.700 m ü.M.) im Dunst. Die Fanglomerate der Fußflächen stammen wohl überwiegend aus dem älteren und mittleren Pleistozän. Ihre letzte Überformung erhielten sie vor $\sim$ 45.000 Jahren (s. Text), danach erfolgte die Ausräumung der heutigen Flussoasen.

plexen Dünenfeldern im ganzen Becken von Ica-Nazca zu finden. Die Sande entstammen den Tälern des Rio Ica und Rio Grande, des Weiteren werden diese fluvialen Sande auch von den Flussmündungen ausgehend entlang der Küste nordwärts transportiert und aus dem Litoralbereich ausgeweht. Die auflandigen SE- bis S-Winde transportieren den Sand landeinwärts. Sie setzen am Spätmorgen ein und können bis in die Nacht andauern, im Winter können sie auch tagelang persistent sein (GAY 1999, 281). Topographisch bedingte divergierende Lokalwinde nördlich des Cerro Huaricangana sind für die Richtung der Dünen von Usaca (WSW – ONO) und auf der Pampa de Tunga (W – O) verantwortlich (MONTOYA ET AL. 1994, 48). Ein räumlich eng begrenztes lokales Hitzetief ist offenbar über der Pampa Blanca entwickelt, was den Aufbau eines komplexen Dünensystems bedingt (s. Abb. 7).

Korrespondierend zu den Lockersanden wurde im distalen Bereich am Andenfuß beginnend bis auf ca. 2.200 m Meereshöhe Löss abgelagert (EITEL ET AL. 2005, 140). Außerdem wird im Küstenbereich stellenweise in Salzablagerungen der in der Wüste ubiquitäre Schluff gebunden (CRAIG & PSUTY 1968, 34).

2.4 Die Niederschlagsverhältnisse über dem zentralen Südamerika

Der geomorphologische Formenschatz im Arbeitsgebiet ist das Ergebnis an aride Verhältnisse gebundener Formungsprozesse. Äußerst geringe Niederschläge, verbunden mit einer allenfalls lückenhaften Vegetationsdecke, begünstigen bis in die Gegenwart physikalische Verwitterungsprozesse und die äolische Umlagerung. Das Arbeitsgebiet liegt nördlich der Ariden Diagonale Südamerikas, wo das tropisch-konvektive und das ektropisch advektive Niederschlagsregime aufeinandertreffen (WEISCHET 1966).

2.4.1 Ursachen der Trockenheit an der Küste

Im Bereich des Arbeitsgebietes erstreckt sich die Atacama-Küstenwüste bis zu 90 km landeinwärts. Die klimatische Sondersituation einer innertropischen Wüste wird primär vom sub- bis randtropischen Osterinselhoch im Südpazifik bestimmt. Die von der Ostflanke der Hochdruckzelle ausgehenden oberflächenna-

Abb. 7: Die starken Winde im Becken von Ica-Nazca fördern die Entstehung von Dünen. Das Dünenfeld der Pampa Blanca westlich des Rio St. Cruz ist die ausgedehnteste Form im Arbeitsgebiet (s. Abb. 12). Im Vordergrund der Rio St. Cruz, die sich dahinter erstreckende von Dünen bedeckte Fußfläche der Pampa de Huayuri lässt jene weit mächtiger erscheinen, als sie tatsächlich sind.

hen Süd- bis Südwestwinde führen vor der Westküste Südamerikas zu küstenparallelen Winden und verstärken die ozeanische Auftriebszirkulation des Humboldtstromes. Das kalte Auftriebswasser bedingt eine Abkühlung der bodennahen Luftschichten und führt zu stabilen Luftmassen. Divergente Strömungen, aufgrund der unterschiedlichen Oberflächenrauigkeit zwischen Land und Meer, verstärken die Luftmassensubsidenz, Konvektion und Niederschlag werden damit wirksam unterbunden. Ein starker Land-Meer-Gegensatz und daraus resultierende Seewinde sind die Ursache einer süd- bis südwestlichen Hauptwindrichtung über Land.

Der Wirkungsbereich des Osterinselhochs erstreckt sich bis zur südamerikanischen Küste, so dass über dem Ozean im 900 hPa-Niveau eine Absinkinversion ausgebildet ist, die weiter im Norden in die Passatinversion übergeht. Diese In-

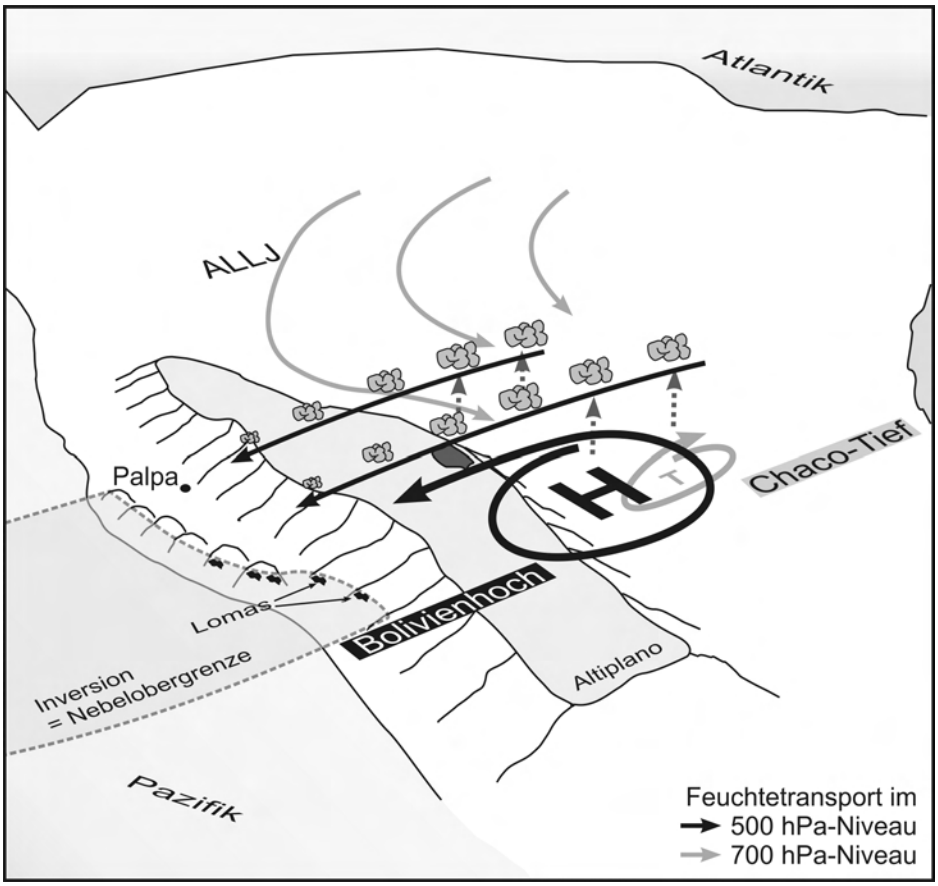


Abb. 8: Schematische Darstellung des monsunalen Feuchtetransports auf den Altiplano und zur Andenwestflanke. Feuchte Luftmassen wie der Andean Low Lewel Jet (ALLJ) steigen östlich der Anden auf, wo sie von der generell östlichen Windrichtung in der mittleren Atmosphäre erfasst werden. Zusätzliche Feuchte aus dem Osten liefert das Chaco-Tief. Das Bolivienhoch über dem Altiplano ist der Antriebsmotor des Feuchtetransports nach Westen, so dass im Sommer bis in die Andenwestflanke hinein Niederschläge fallen. An der Küste entwickelt sich davon unabhängig lokal die pazifisch gespeiste Nebelvegetation der Lomas.

version verhindert den Luftmassenaustausch zwischen unterer und mittlerer Troposphäre (VUILLE 1999, 1580). Damit haben die tief liegenden pazifischen Luftmassen unter den aktuellen Klimabedingungen keinen Einfluss auf den Wasserhaushalt des Altiplano (GARREAUD ET AL. 2003, 8). Oberhalb der Inversionsschicht sind die Luftmassen trocken – ihre relative Feuchte beträgt nach FLOHN (1950, 38) unter 30 % – darunter kann die Feuchte dagegen bis an die Sättigungsgrenze reichen. Dementsprechend kommt es zwischen 300 und 900 m ü.M. zur Bildung stratiformer Bewölkung, die sich bis zu 200 km westwärts und 30 km landeinwärts erstrecken kann. Es kommt zu Sprühregen (Garúa) und zur Nebelbildung (LAUER & BREUER 1976, 64). Im Bereich des Kaltwasserstreifens kann die Wolkendecke durch lokalen Hochdruckeinfluss auch aufgelöst sein (GIERLOFF-EMDEN 1979, 664). In Abhängigkeit von lokalen Auftriebszentren ist die Nebelbildung allerdings ein räumlich begrenztes Phänomen, so dass nur in bestimmten Küstenabschnitten von einer Küstennebelwüste gesprochen werden kann. Nur dort stellt sich saisonal die sog. Loma-Vegetation (s. Kap. 5.7.7) ein. Der Bereich der Nebelbildung liegt in Nordchile um ca. 1.100 m ü.M. (WEISCHET 1966), im Mittelperu meist unter 700 m ü.M. (HUECK 1966). Die Garúa-Zeit dauert auf der Breite von Arequipa von Mai bis Oktober (RICHTER 1981, 14). Der Jahresniederschlag liegt nach RAUH (1958, 14) zwischen 100 und 200 mm (Loma de Lachay, 11°19'S 77°22'W). Im Sommer kommt es durch die stärkere Aufheizung des Andenvorlandes (Sonnenstand) nicht zur Kondensation, es herrscht jedoch weiterhin eine hohe Luftfeuchtigkeit (RAUH 1958).

Im Bereich des Arbeitsgebietes fängt die Barriere der Küstenkordillere derartige Nebelniederschläge ab, während sie an anderen Küstenabschnitten von Chile bis Peru bis zur Westflanke der Anden vordringen können. Am Andenfuß herrschen deshalb die hyperariden Verhältnisse der Extremwüste. Der mittlere jährliche Niederschlag beträgt im unteren Ica-Tal westlich von Palpa lediglich 0,3 mm (ONERN 1971b, 42).

Der Küstenstreifen zeichnet sich im Bereich des Arbeitsgebietes durch eine erhöhte Nebelhäufigkeit aus (Advektionsnebel durch feuchtwarme Luftmassen über der kalten Meeresoberfläche), bedingt durch ein lokales Kaltwasserauftriebszentrum. Dieses ist das Resultat des in diesem Küstenabschnitt im Pazifik aufragenden Nazca-Rückens, welcher sich der küstenparallelen Meeresströmung als Barriere entgegenstellt und hier das Kaltwasser auf seinem Weg nach Norden zum Aufstieg zwingt (CAVIEDES 2005, mündl. Mitt.). Nach GUTIÉRREZ ET AL.

(2006, 121) befindet sich das Hauptauftriebszentrum für Kaltwasser vor der peruanischen Küste vor San Juan (15°S), was jedoch zum selben Komplex gehört. Der verstärkte Kaltwasserauftrieb bringt einen besonderen Nährstoffreichtum mit sich. Nicht umsonst liegt deshalb eines der Hauptfischfanggebiete Perus vor der Halbinsel Paracas (GIERLOFF-EMDEN 1979, 653).

Von Osten her blockiert die bis in die mittlere Troposphäre aufragende Barriere der Anden das direkte Vordringen feuchter Luftmassen vom südamerikanischen Kontinent (HOUSTON & HARTLEY 2003, 1453). Diese regnen bereits am Rand der Ostkordillere teilweise durch advektiven Aufstieg um etwa 1.000 m Meereshöhe ab. Dennoch erreichen Niederschläge den Altiplano und rasch zur Küste hin abnehmend auch den Ostrand des Arbeitsgebietes. Der Mechanismus des Feuchtetransports auf die Höhen des Altiplano wird aufgrund seiner Bedeutung für spätere paläoklimatische Überlegungen im folgenden Abschnitt noch eingehender beschrieben.

2.4.2 Die atmosphärische Zirkulation über dem Altiplano

Im Bereich des Altiplano und dem Arbeitsgebiet fallen Niederschläge zu über 80 % in den südhemisphärischen **Sommer**monaten von Dezember bis Februar. Dafür verantwortlich ist die starke sommerliche Einstrahlung, wodurch der Altiplano als hoch liegende Heizfläche wirkt. Im Tagesverlauf kommt es zu einer Destabilisierung der atmosphärischen Grundschicht, zu einer kräftigen, die ganze Troposphäre durchsetzenden Konvektion und zu typischen nachmittäglichen Niederschlägen, wie sie schon VON TSCHUDI (1846, 71) beschrieb. Als Folge ist in der mittleren und oberen Troposphäre über dem Altiplano ein Höhenhochdruckgebiet entwickelt (SCHWERDTFEGER 1961, 1), das sogenannte „Bolivienhoch“.

Diese antizyklonale Bewegungsrichtung in der mittleren und oberen Troposphäre ist der Antriebsmotor für eine Aufwärtsbewegung feuchter Luftmassen auf der Ostseite der Anden. Dort bildet sich im **Sommer** über NW-Argentinien das thermische Chaco-Tief, welches bis auf 3.000 m ü.M. wirksam ist. In der unteren Troposhäre herrschen warm-feuchte Bedingungen (SCHWERDTFEGER 1961, 1). Konvergierende Strömungen des feucht-warmen NW-Jets auf der Ostseite der Anden (Andean low level jet – ALLJ) im 700 hPa-Niveau unterhalb der ITCZ sowie die Konvergenz zonaler östlicher Winde aus Südbrasilien zwingen

die Luftmassen zum Aufstieg, welche dann von der antizyklonalen Bewegung erfasst und auf der Nordseite des Bolivienhochs in Richtung Westen transportiert werden (VUILLE 1999, 1580, s. Abb. 8). Damit wird der Altiplano hauptsächlich im 500 hPa-Niveau täglich mit Feuchtigkeit versorgt (ACEITUNO & MONTECINOS 1996). Unterstützend wirkt dabei die sommerliche Südverlagerung des Subtropenjets, welche eine Ausdehnung des tropischen Höhenostwindgürtels nach Süden ermöglicht, so dass von Dezember bis März in der mittleren und oberen Troposphäre schwacher Ostwind vorherrscht (s. Abb. 9). Die Grenze zwischen tropische Höhenostwinden und Subtropenjet liegt aktuell bei 20°S am Südrand des Altiplano (GARREAUD ET AL. 2003, 20).

Im **Winter** ist die Einstrahlung dagegen zu schwach zur Ausbildung eines Höhenhochs, vielmehr verschiebt sich die Westwindzone äquatorwärts und über dem gesamten Gebiet herrscht eine starke, trockene Westströmung (SCHWERDTFEGER 1961, 2, s. Abb. 9). Gelegentliche Ausbrüche polarer Kaltluft können jedoch zwischen Mai und September dem südlichen und westlichen Altiplano und damit der Sajama-Region Schneefall bringen (VUILLE & BAUMGARTNER 1998). Im günstigsten Fall reichen Winterniederschläge bis Arequipa (18°S), allgemein bis 27°S (HOUSTON & HARTLEY 2003, 1453), was nach GARREAUD ET AL. (2003, 11) der jahreszeitlich äquatornächsten Position des Subtropenjets entspricht. Aufgrund der Persistenz des Osterinselhochs und der Inversion sind die bodennahen Luftschichten im nördlich anschließenden Küstenbereich nicht von diesem saisonalen Wechsel betroffen, was die ganzjährige Trockenheit erklärt.

Grundsätzlich fallen auf dem Altiplano also im Winter nur geringe Niederschläge, das Arbeitsgebiet wird von zyklonalen Niederschlägen der Westwindzone zu keiner Zeit erreicht. Einzige Niederschlagsquelle sind darum die sommerlichen monsunalen Niederschläge.

2.4.3 Die Variabilität des Bolivienhochs und seine Folgen

Die Südliche Oszillation (SO) nach BERLAGE (1957) gilt als bestimmender Faktor von Witterung und Klima auf der Südhalbkugel und darüber hinaus und beeinflusst insbesondere die Ausprägung des Bolivienhochs. Das Maß ihres Charakters ist der Südliche Oszillations Index (SOI), welcher sich aus der Druckdifferenz zwischen Tahiti (Ostpazifik) und Darwin (Westpazifik) und damit dem

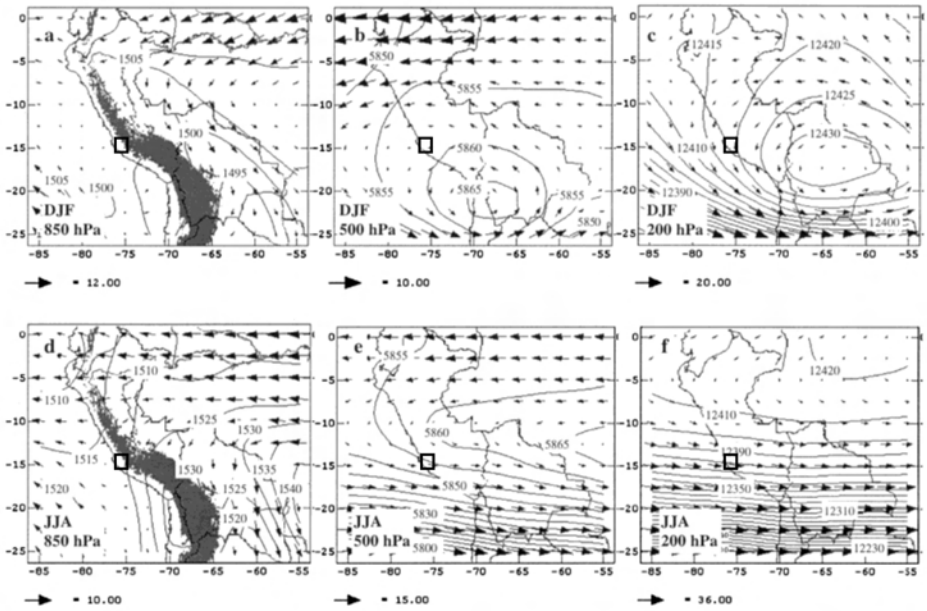


Abb. 9: Die atmosphärische Zirkulation über Südamerika im Sommer (oben) und im Winter (unten, aus VUILLE 1999, 1581). Während im Sommer das Bolivienhoch bestimmend wirkt (Abb. 9b), liegt im Winter ganz Südperu im Einflussbereich der Westwindzone. Davon ausgenommen sind die tief liegenden Luftschichten (850 hPa-Niveau), bedingt durch die ganzjährig aus dem Osterinselhoch ausströmenden absinkenden Luftmassen. Der Kasten gibt die Position des Arbeitsgebietes an.

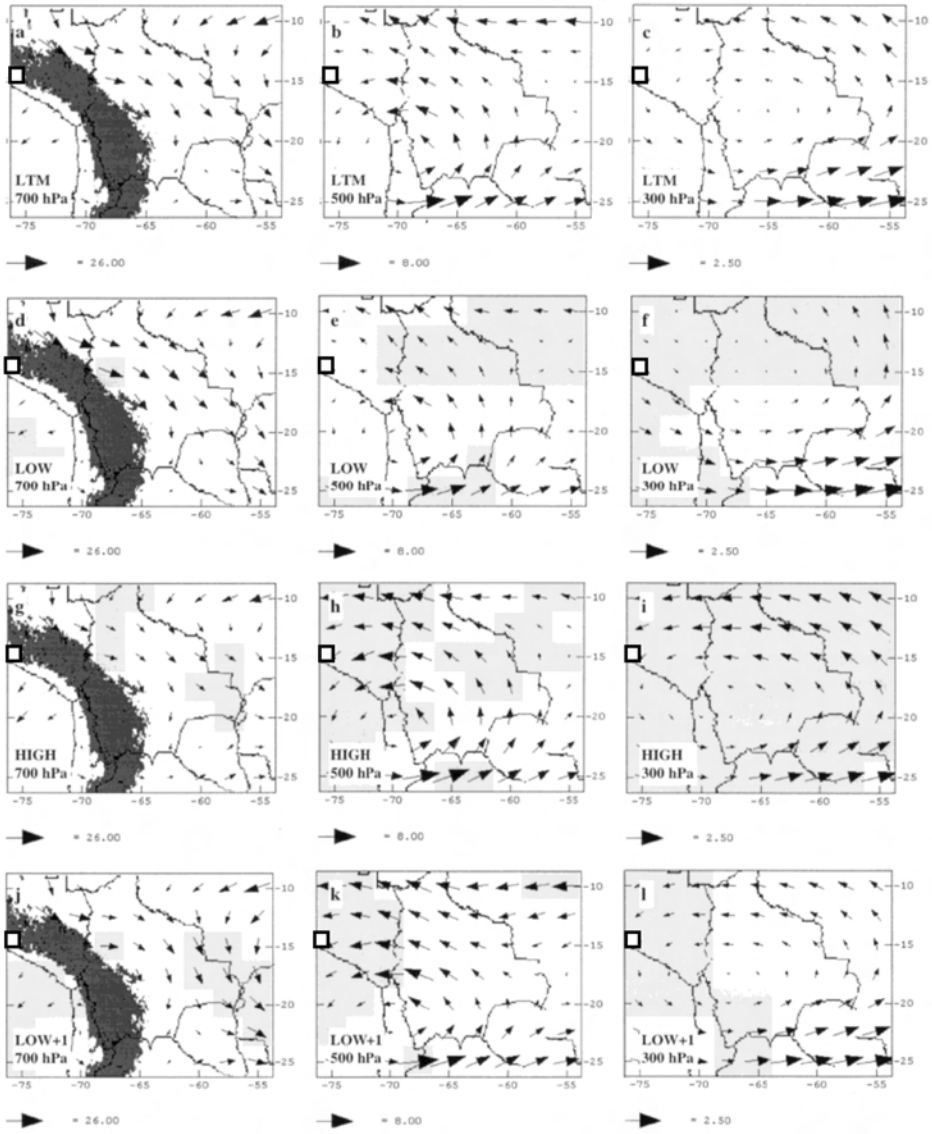
Charakter der Walker-Zirkulation errechnet (WALKER & BLISS 1932). Ist das Osterinselhoch stark ausgeprägt, so ist der SOI hoch und der Kaltwasseraufstieg vor der Küste Südamerikas ist verstärkt (und umgekehrt), was auch als „Kaltphase“ der SO bezeichnet wird. In solchen Kaltphasen (hoher SOI, La Niña) sind das Bolivienhoch und damit die Feuchtezufuhr aus dem Tiefland verstärkt (GARREAUD ET AL. 2003, 5) und das Bolivienhoch verschiebt seine Lage nach Süden. Verbunden mit der Intensivierung der antizyklonalen Bewegung ist eine Verstärkung der meridionalen Komponente zu Lasten der latitudinalen und eine Häufung östlicher Winde. Ein hoher SOI bedeutet damit eine erhöhte Feuchtezufuhr für das Arbeitsgebiet.

In Warmphasen der SO (niedriger SOI, El Niño) ist das Bolivienhoch dagegen nur schwach ausgeprägt, statt des feuchten ALLJ strömt kühl-trockene Luft am Andenostrand Richtung ITCZ und steigt auf (LENTERS & COOK 1999, 421). Das Bolivienhoch verschiebt sich nach Norden, die ITCZ wird nach Osten abgedrängt. Die Luftmassenzufuhr aus Südosten führt zu einer Abschwächung der Konvektion bei gleichzeitig geringerer Feuchtezufuhr und das Förderband des Feuchtetranports wird unterbrochen (VUILLE 1999, 1590). Für das Arbeitsgebiet resultiert dies in einer Abnahme der Feuchtezufuhr, verbunden mit einer ausgeprägten Trockenheit der Flussoasen bei niedrigem SOI.

2.4.4 Die Extrema der Südlichen Oszillation – El Niño und La Niña

Die Begriffe El Niño und La Niña, welche die Extremausprägungen der SO repräsentieren, wurden bereits angesprochen. El Niño (span.: Das Christkind) tritt mit einer Periodizität von drei bis sieben Jahren auf. Diese Situation ist charakterisiert durch eine starke Abschwächung des Osterinselhochs, verringerter Auftriebszirkulation, verbunden mit dem Vorstoß warmen, nährstoffarmen Oberflächenwassers vor der Küste Ecuadors und Nord-Perus, erkennbar an einer Absenkung der Thermokline und einer einer Umkehrung der Walker-Zirkulation im Ostpazifik (TANAKA ET AL. 2004, 261). Eine Folge ist die dortige südsommerliche Südverschiebung der ITCZ und eine Verminderung des latitudinalen Gradienten der Meeresoberflächentemperatur (sea surface temperature – SST). Vor Süd-Peru erfasst die persistente Auftriebszirkulation bei nun schwächeren küstenparallelen Winden nicht mehr die tiefen, kalten Wasserschichten.

Abb. 10 ***(auf der nächsten Seite)*****:** Sommerlicher Feuchtetransport (DJF) in der Troposphäre über dem Altiplano (aus VUILLE 1999, 1596).
Der Kasten gibt die Position des Arbeitsgebietes an, die Größe der Pfeile den Umfang des Feuchtetransports, relevant ist das 500 hPa-Niveau. Während Kaltphasen der SO (hoher SOI – La Niña = „HIGH“) bzw. nach einem Niño-Jahr = „LOW+1“ werden auf der Vorderseite eines starken Bolivienhochs große Feuchtemengen in Richtung auf das Arbeitsgebiet transportiert (Abb. 10h). Während Warmphasen der SO (niedriger SOI – El Niño = „LOW“) fällt der Feuchtetransport durch ein schwächeres Bolivienhoch insgesamt geringer aus (Abb. 10e). LTM = langjähriges Mittel. Im 700 hPa-Niveau sind die Anden oberhalb 3.000 m ü.M. dargestellt.


a
LTM
700 hPa
b
LTM
500 hPa
c
LTM
300 hPa
d
LOW
700 hPa
e
LOW
500 hPa
f
LOW
300 hPa
g
HIGH
700 hPa
h
HIGH
500 hPa
i
HIGH
300 hPa
j
LOW+1
700 hPa
k
LOW+1
500 hPa
l
LOW+1
300 hPa
= 26.00
= 8.00
= 2.50

Mit dem Ausbleiben des Kaltwasserauftriebs geht das Angebot an Plankton dramatisch zurück, es kommt zu Massensterben bei Fischen und Seevögeln, außerdem stößt kurzfristig eine tropische Meeresfauna nach Süden vor. Durch den Aufstieg warm-feuchter Luftmassen kommt es zu heftigen konvektiven Niederschlägen an der Andenwestflanke und über dem Küstengebiet Nord-Perus und Ecuadors. Massenbewegungen und die Überflutung der Flussoasen sind die unmittelbare Folge (CAVIEDES 2005, 13). Im Bereich des Arbeitsgebietes sind die Niño-Jahre im Gegensatz dazu die Jahre mit besonders geringer Wasserführung der Flüsse. Ursache dafür ist die nach Süden zunehmend geringere Erwärmung der Küstengewässer, so dass hier keine Destabilisierung der pazifischen Luftmassen mehr erfolgt und damit keine Niederschläge an der Andenwestflanke fallen können – zudem liegt das Gebiet unter dem persistenten Einfluss des Osterinselhochs. Vielmehr gehen in den Quellgebieten der Flüsse weniger Niederschläge als üblich nieder. Umgekehrt ist in La Niña-Jahren die Trockenheit an der gesamten Küste noch verstärkt, denn ein warmer tropischer Westpazifik verstärkt die Walker-Zirkulation und damit die Passatintensität, diese führen zu einem verstärkten Kaltwasserauftrieb, worauf dann u.a. die Galapagos-Inseln kühleren Verhältnissen ausgesetzt sind.

Während nördlich von Lima in El Niño-Jahren starke Niederschläge fallen, treten diese südlich davon mit der nachlassenden Wirkung des Warmwasservorstoßes zunehmend seltener auf. Der Abschnitt hinter der peruanischen Küstenkordillere und damit das Arbeitsgebiet ist von derartigen Niederschlagsereignissen bereits weitgehend ausgenommen. Feuchte Luftmassen können das vergleichsweise niedrige Vorgebirge generell zwar überwinden, jedoch ist dieser Küstenabschnitt durch eine besonders stabile vertikale Luftmassenschichtung geprägt, so dass sich kaum eine konvektive Luftbewegung entwickeln kann. Verantwortlich dafür ist ein lokales Kaltwasserauftriebszentrum, welches eine stärkere Abkühlung der Grundschicht und damit stabilere Luftmassen mit sich bringt (CAVIEDES 2005, mündl. Mitt., s. Abb. 11).

Das letzte bedeutende El Niño-Ereignis, das die Südküste Perus erreichte, hatte im Arbeitsgebiet nur eng begrenzte Auswirkungen: So trat 1998 der Rio Ica über seine Ufer, im Nazca-Gebiet waren Teile der Pampa überflutet und einige Geoglyphen wurden beschädigt (SILVERMAN & PROULX 2002, 50). Dieser linienhafte Abfluss ging jedoch auf Niederschläge an der Andenwestflanke zurück und hatte auf den unmittelbaren früheren Siedlungsraum der präkolum-

bischen Kulturen keine Auswirkungen. Im Becken von Ica-Nazca fielen keine Niederschläge. Es ist daher anzunehmen, dass auch in der Vergangenheit der Bereich des Arbeitsgebietes von Niño-bedingten Niederschlagskatastrophen unbeeinflusst blieb.

2.4.5 Die räumliche Niederschlagsverteilung im Arbeitsgebiet

Mit zunehmender Entfernung zum im Osten gelegenen Liefergebiet der feuchten Luftmassen nehmen die Niederschläge zur Küste hin ab, weshalb ein horizontaler Feuchtegradient besteht. Dazu kommt noch eine vertikale Komponente, die sich aus dem raschen Abfallen der Andenwestflanke ergibt. Besonders wirksam ist sie in den tief eingeschnittenen Tälern (s. Abb. 12) und vergleichbar mit den Verhältnissen, wie sie TROLL (1952) für ostandine Täler beschrieben hat: Die große Fallhöhe der Niederschläge führt durch Verdunstungsverlust zu trockenen Talböden, während die Talflanken nach oben hin zunehmend feuchter sind.

Der Küstenstreifen ist durch durchschnittliche Niederschläge von 5,1 mm/a und eine Durchschnittstemperatur von 21,6 °C charakterisiert (ONERN 1971b). Die Vollwüste endet bei ca. 100 mm N/a (HORNETZ & JÄTZOLD 2003, 211). Die Zone der Mattorales am Westabfall der Anden, mit einem warm-gemäßigten ariden Klima erhält bereits bis zu 250 mm Niederschlag, die Temperaturen reichen von 21,2 bis 14 °C (ONERN 1971a).

2.5 Hydrologie des Arbeitsgebietes

Das hydrographische Grundmuster im Arbeitsgebiet wird von zahlreichen, sich in Länge, Längsprofil und Einzugsgebiet voneinander unterscheidenden Flussläufen durchzogen, die generell nach Süden bis Südwesten hin entwässern. Deren Anlage innerhalb der Anden ist durch Störungen vorgegeben (DÁVILA 1993, 9). Das Entwässerungssystem der Andenwestflanke ist subparallel bis dendritisch, es sind tiefe Kerbtäler entwickelt. Im Becken von Ica-Nazca werden die Flüsse in eine westliche bis südliche Richtung abgelenkt, sie laufen im Rio Grande zusammmen und erreichen nach dem Durchbruch durch die Küstenkordillere den Pazifik. Der oben beschriebene kombinierte horizontal-vertikal zur Küste hin abnehmende Feuchtegradient macht die Flüsse schon in ihren Mittelläufen zu diarheischen Gewässern. Das Abflussregime der Flüsse ist eingipflig, da es

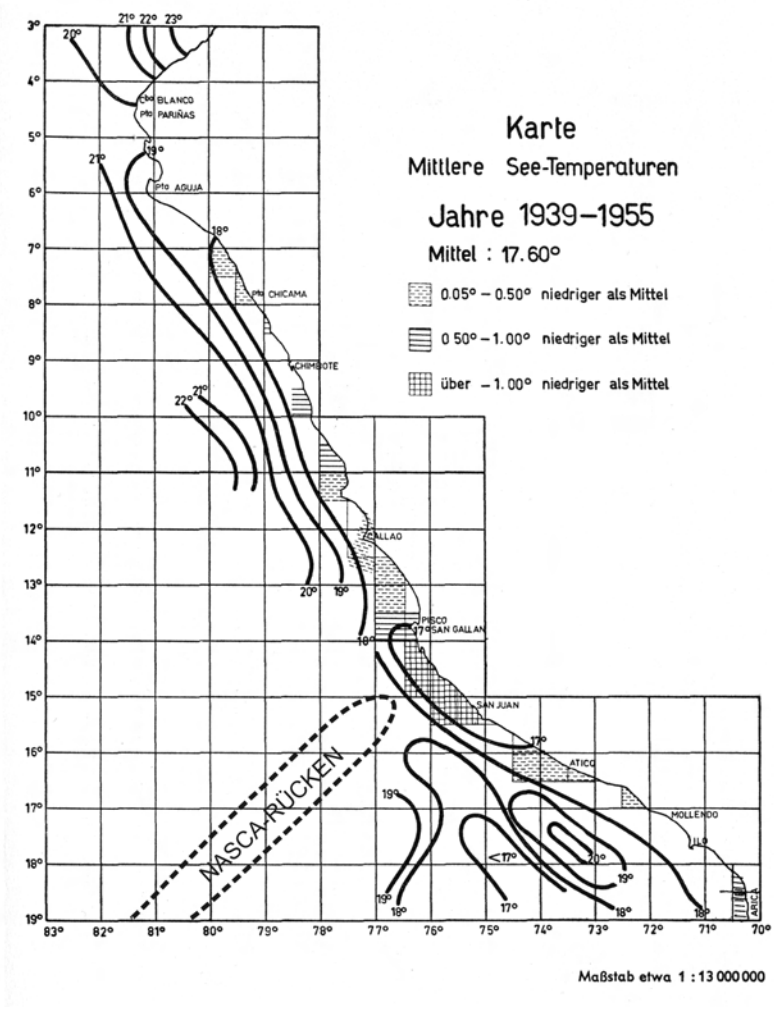


Abb. 11: Kaltwasserauftriebszentren vor der peruanischen Küste (nach SCHWEIGGER 1959, verändert). Der submarine Nazca-Rücken stellt sich der küstenparallel nach Norden gerichteten Wasserbewegung in den Weg, so dass hier der Kaltwasserauftrieb und die Abkühlung der bodennahen Luftmassen verstärkt werden. Die sich dabei einstellende Inversion lässt keine Entwicklung konvektiver Niederschläge zu.

nur in den Sommermonaten in der Regenzeit im Hochland zu starkem Abfluss kommt, während die Flüsse über den Winter trocken fallen. Lediglich der Rio Grande ist perennierend, die übrigen Flüsse werden periodisch durchflossen. Die Quebradas, gekennzeichnet durch ein niederschlagsärmeres, wüstennäheres und kleineres Einzugsgebiet, führen dagegen nur episodisch Wasser.

Abhängig vom Einzugsgebiet der Flüsse nimmt die Wasserführung von Nord nach Süd ab. Während der Rio Grande im Durchschnitt 198,05 Mio. m^3 Wasser führt (SCHREIBER & LANCHO ROJAS 1995), liegt der Wert für den Rio Aja (s. Abb. 2) bei nur 30,27 Mio. m^3. Der Abfluss ist zudem sehr variabel. In ihrem Mittellauf führen die Flüsse nur in zwei von sieben Jahren Wasser. Der Rio St. Cruz besitzt das kleinste Einzugsgebiet der Fließgewässer im Untersuchungsgebiet. Er hat praktisch keine Tributäre und stellt damit den Modellfall eines rückwärtig gesteuerten Flusses dar, der sich nur durch Niederschläge aus dem Oberlauf gespeist einschneidet und dessen Lauf durch den Westabfall der Anden nur dem Transit des Wassers aus dem Hochland in die Wüste dient. Er ist damit typisch für einen Wüstenrandfluss.

Das annuell stark schwankende Abflussverhalten der Flüsse wird maßgeblich vom Niederschlagsangebot in den Anden gesteuert. Da für das Arbeitsgebiet keine Berechnungen vorliegen, muss auf Daten aus dem Einzugsgebiet des Rio Moquegua (17°S) zurückgegriffen werden. Zwischen 3.900 und 4.900 m ü.M. fallen hier in einem typischen Jahr 360 mm Niederschlag. Davon werden in den Böden 260 mm zurückgehalten, so dass nur 100 mm für den Abfluss zur Verfügung stehen (SATTERLEE ET AL. 2000, 96). In einem Jahr, das nur um 14 % weniger Niederschlag aufweist, geht damit der verfügbare Abfluss um 50 mm d.h. um 50 % zurück! Davon sind auch die Quellen in der Küstenwüste betroffen, die unterirdisch ebenfalls Wasser vom Altiplano erhalten. Der Zusammenhang zwischen dem Niederschlag auf dem Altiplano und der Abflussmenge der Flüsse ist also nicht linear, vielmehr reagiert der Feldbau in den Flussoasen höchst sensitiv auf vergleichsweise geringe Veränderungen des Niederschlags im Hochland!

Tief eingeschnittene Trockentäler zeugen von der aktiven Tektonik dieses Raumes. So mündete ein alter Lauf des Rio Ica südlich El Gallinazo (14°30'S) in den Pazifik (DÁVILA 1993, 9). Um Monte Grande sind zwei weitere alte Entwässerungslinien erhalten, deren jüngere einst den Raum Nazca direkt zum Ozean entwässerte und heute als Quebrada Huaricangana bezeichnet wird (s. Abb. 12).

2.6 Vegetation und Böden im Arbeitsgebiet

Das Arbeitsgebiet ist durch seinen kombinierten horizontal-vertikalen Feuchtegradienten durch einen schnellen Übergang von der Extremwüste zur Trockenpuna gekennzeichnet. Trocken-heisse, frostfreie und wüstenhafte Tieflandsbedingungen werden bald von semiarid-kühlen, tropischen Hochgebirgsverhältnissen mit hoher Insolation und Frösten abgelöst. Gegenüber den nach Norden und Süden anschließenden Küstenabschnitten werden die Verhältnisse im Becken von Ica-Nazca noch durch die Küstenkordillere modifiziert, welche die kühlende Wirkung der Auftriebszirkulation vor der Küste abschwächt. Der Raum Ica unterscheidet sich deshalb durch seine thermophilere Vegetation (MÜLLER & GUTTE 1985, 410) von den benachbarten Küstenabschnitten.

2.6.1 Die Vegetation im Raum Ica-Nazca

Die Vegetationszonierung an der Westseite der Anden ist primär von den mit der Höhe zunehmenden Niederschlägen sowie vom gleichzeitigen Absinken der Jahresdurchschnittstemperaturen bestimmt. WEBERBAUER (1911, 116) gliedert die Vegetation der Westküste Südamerikas in vier Zonen:

- Die **Vollwüste** (Desierto), die an der Pazifikküste beginnt und im Mittel bis 1.200 m ü.M. reicht, bezeichnet eine außerhalb der Flussoasen überwiegend vegetationsfreie Zone. Hierzu gehören räumlich auch die Bereiche der Nebelpflanzen-Halbwüste.

- Mit zunehmenden Niederschlägen und abnehmenden Temperaturen geht sie allmählich in die zweite Zone über, die lichte **Kakteen-Zwergstrauch-Halbwüste** (Mattorales). Die Mattorales decken sich mit dem Gebiet zwischen der 100- und der 200 mm Jahresniederschlagsisohyete (RICHTER 1981, 25) und reichen bis 2.000 m ü.M.

- Daran schließt sich die dritte Zone der busch- bis grasdominierten **Pajonales** an.

- Schließlich folgt als vierte Region über 3.800 m ü.M. die hochandine **Puna** mit ihren Büschelgrasfluren, an die Kälte angepassten Rosettenpflanzen und Polstergewächsen.

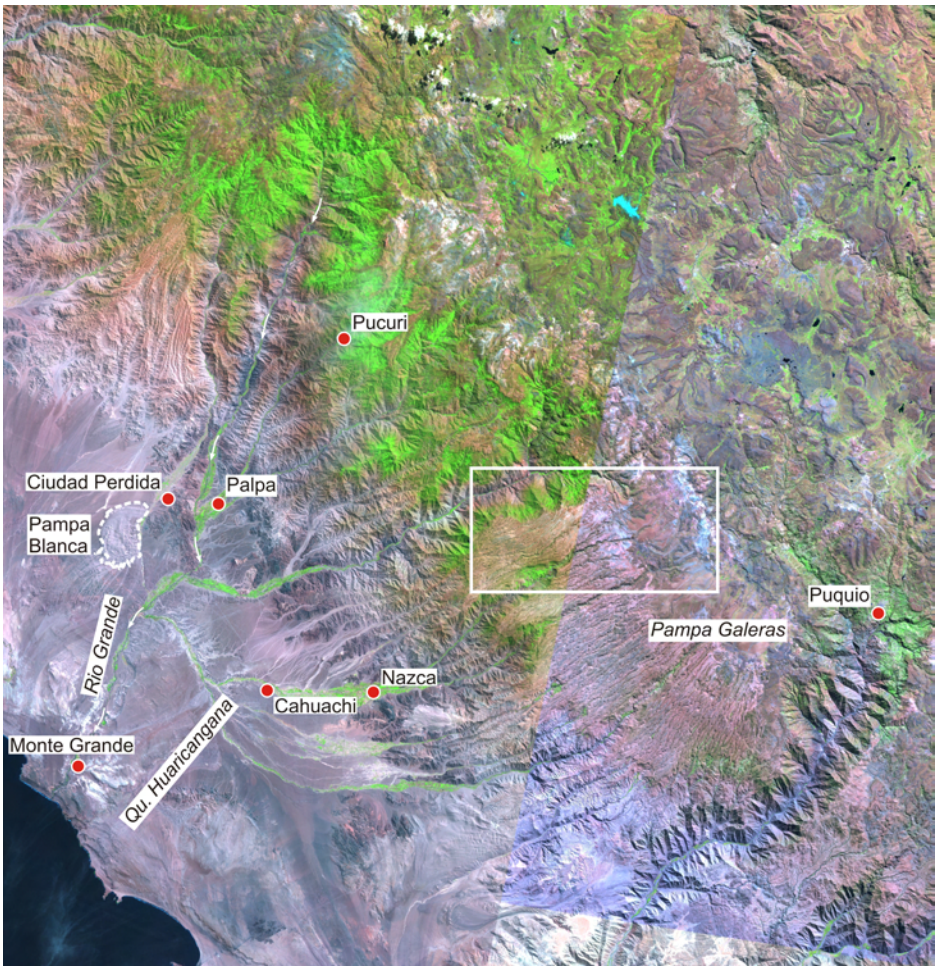


Abb. 12: LANDSAT 7-Komposit des Arbeitsgebiets, Kanäle 543, Szenen 006/070 vom 26.4.2000, 005/070 vom 22.6.2000 und 005/071 vom 21.5.2000 (download von ftp://ftp.glcf.umiacs.umd.edu/glcf/Landsat/WRS2/). Deutlich zu sehen sind im Südwesten der Pampa Galeras die subandinen Pultflächen mit ihrer Zertalung, ebenso im NNW von Palpa. Der Kasten gibt die Lage der Abb. 27 an. Scharf zeichnet sich die zum Aufnahmezeitpunkt schon verdorrte Grasvegetation der Hochflächen (rot) von der noch vitalen Buschvegetation der Andenabhänge (grün) ab, während die tief eingeschnittenen, trockenen Täler wiederum durch eine rote Färbung hervortreten.

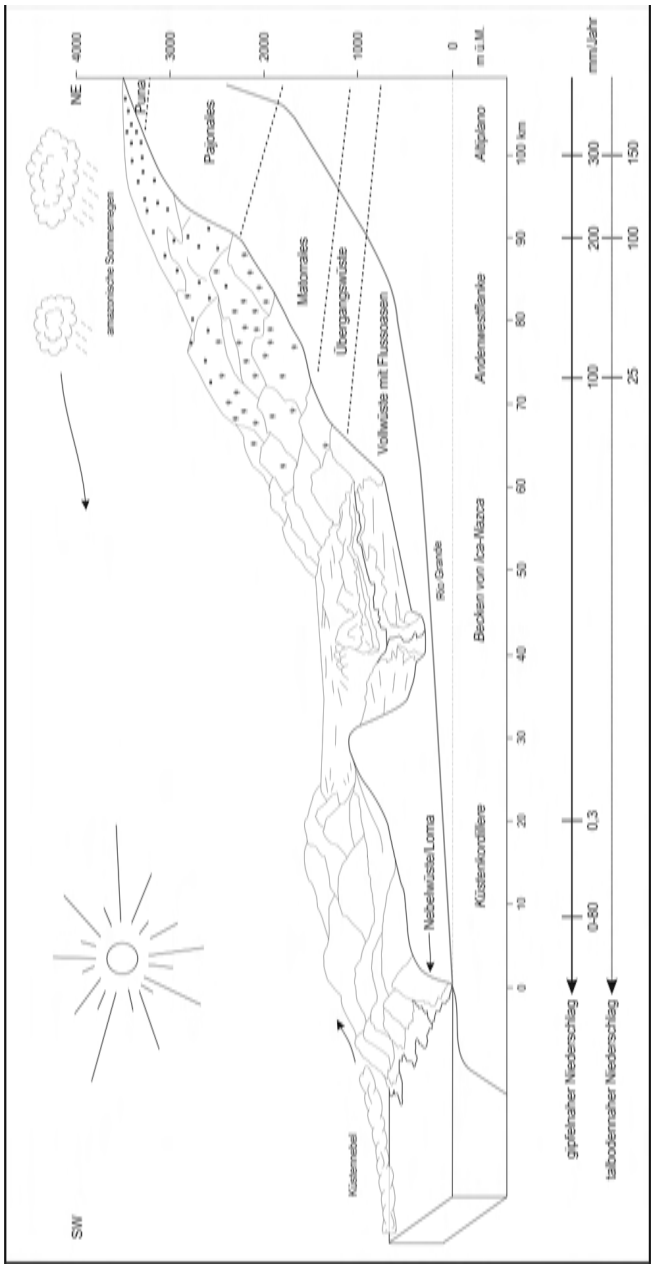


Abb. 13: Niederschlagsverteilung und Vegetationshöhenstufen an der Andenwestflanke nach DORNBUSCH (1997), RICHTER (1981), QUISPE SANTOS (2001) und eigenen Beobachtungen, adaptiert auf das Arbeitsgebiet. Zu beachten ist die den übergeordnet horizontalen Feuchtegradienten modifizierende vertikale Komponente, welche die trockenen Vegetationsgürtel entlang der Täler bis weit in die Westkordillere vorstoßen lässt (gepunktete Skala). Siehe dazu vergleichend Abb. 12.

Die Vegetation der Nebelwüste

Nebelwüsten sind eine Besonderheit der ariden Zonen und in Südamerika gekennzeichnet durch eine ihnen eigentümliche Vegetation, die **Loma**-Gesellschaften. Sie werden von einer saisonalen hygrophilen Kräuterflur dominiert, außerdem von den charakteristischen *Tillandsien* aus der Familie der *Bromeliaceen*. Stellenweise können sich auch Kakteenbestände etablieren. Die Vegetation bezieht ihr Wasser aus den auftreffenden saisonalen Küstennebeln, so dass sich die Lomas im Juli/August entwickeln und bis Ende September schon wieder verdorrt sind (RICHTER 1981, 24).

Die räumliche Verbreitung dieser Vegetationsgesellschaft ist an das Relief gebunden. Wo die Küstenkordillere nicht bis ins Nebelstockwerk reicht, fehlt sie entsprechend, besonders in Peru. Unter derartigen Voraussetzungen können die Nebel landeinwärts bis zu 50 km weit vorstoßen, wo sie auf die Westkordillere treffen und sich dort Lomas einstellen können, so z.B. bei Tacna (RICHTER 1981).

Die Vegetationszusammensetzung und -dichte ist abhängig von den orographischen Verhältnissen. An steilen Hängen dominiert das Hangwasser, während an flachen Hängen das Sickerwasser stark zunimmt und diese Standorte trockener sind, oft sind sie ganz frei von Vegetation. Der horizontale Charakter der Niederschlagsbewegung bringt zudem einen starke Abhängigkeit von der Luv/Lee-Exposition mit sich (RICHTER 1981, 24 und Abb. 40). Für das Arbeitsgebiet schließt die Küstenkordillere als Nebelbarriere jedoch die Entwicklung einer küstenferneren Loma-Vegetation aus.

Die Vegetation der Vollwüste und der Flussoasen

Die nicht vom Küstennebel betroffenen Bereiche der Küstenkordillere sind aufgrund der hyperariden Verhältnisse vegetationsfrei, ebenso die bis zum Andenfuß reichenden Pampas im Becken von Ica-Nazca.

In den Flussoasen sind als Vertreter der potentiellen natürlichen Vegetation der Auen Algarrobo-Haine (Johannisbrotbaum) mit *Acacia macracantha* und *Prosopis*, vermutlich *Prosopis pallida* nach BRAKO & ZARUCCHI (1993, 513), hier als Huarango bekannt, an einigen Stellen noch erhalten. Ein typischer Standort befindet sich am Mittellauf des Rio Grande, wo die anastomosierenden Flussarme

in der Regenzeit fast die ganze Talweitung beanspruchen und eine Inkulturnahme verhindern. Ansonsten sind die Talungen vollständig landwirtschaftlich genutzt. Große Teile der kultivierbaren Flächen wurden seit Mitte der 1970er Jahre aufgrund zunehmender Trockenheit aufgegeben. Hauptsächlich werden Baumwolle, Mais, Gemüse, Knollenfrüchte, Obst und Wein angebaut. Spargel wird bis nach Deutschland exportiert. Entlang der kleineren Flussläufe sind Opuntienplantangen angelegt. Die angebaute Art *Opuntia ficus-indica* wurde von den Spaniern eingeführt (HOFFMANN 1984). Hier wird aus der Cochenille-Laus (*Dactylopius opuntiae*) roter Farbstoff gewonnen (ALKÄMPER 1984), das sog. Cochenille-Rot, welches in der Kosmetik- und Getränkeindustrie Verwendung findet. Peru war zeitweise weltweit führend in der Produktion dieses Naturfarbstoffes.

Die kontrahierte Vegetation der Halbwüste

Die Quertäler der Anden sind bis ca. 700 m ü.M. durch eine kontrahierte Vegetation gekennzeichnet. Angelehnt an die Tiefenlinien wächst stellenweise *Bulnesia retama* aus der Familie der *Zygophyllaceen* (RAUH 1958, 117), ein stammassimilierender, grünrindiger Rutenstrauch, der noch an solchen Orten gedeiht, die für Kakteen zu trocken sind. Er tritt daher schon im sonst vegetationsfreien Bereich der Pampas in größeren Gerinnen auf. Der Übergang zur Sukkulenten-Halbwüste erfolgt fließend. In den Quebradas sind vereinzelt auch Bäume anzutreffen, weit verbreitet ist der Pfefferbaum *Schinus molle*, der durch seine gefiederten Blätter und roten Beeren auffällt (Abb. 15). In Hangrunsen wachsende erste Kakteen markieren den allmählichen Übergang in die untere Kakteenstufe und damit zur Sukkulenten-Halbwüste. Die großen, für die Westanden typischen Säulenkakteen decken ihren recht hohen Wasserbedarf dominant über ihr ausgedehntes Flachwurzelsystem aus Tauniederschlägen, die besonders im Winter auftreten können (RAUH 1958, 57).

Die Vegetation der Sukkultenten-Halbwüste (Mattorales)

Oberhalb des Bereichs der Halbwüste mit kontrahierter Vegetation schließt sich ab ca 1.100 m ü.M. eine schnell dichter werdende Sukkulenten-Halbwüste an. Ihr Auftreten entspricht max. 200 mm N/a (HORNETZ & JÄTZOLD 2003, 211). Aufgrund des steilen hygrischen Gradienten können Kakteen mit zunehmen-

Abb. 14: *Armatocereus procerus*, ein extremer Xerophyt, in der Quebrada Agua Perdida auf ca. 1.400 m ü.M. (s. Abb. 58). Diese Kakteenart steigt bis ca. 700 m herab. An der Obergrenze ihrer Verbreitung tritt sie zusammen mit *Orthopterygium huaucui* auf, hier im Vordergrund (**links**).

Abb. 15: Der Pfefferbaum (*Schinus molle*) als typischer Vertreter der kontrahierten Vegetation in den *Quebradas* der Halbwüste. Im Hintergrund *Neoraimondia arequipensis*, eine Charakterart der unteren Kakteenstufe. Situation in der Lösslandschaft der Quebrada Agua Perdida in 1.400 m ü.M. (**rechts**).

der Höhenlage bald flächenhaft Fuß fassen. Die Existenz einer Sukkulenten-Halbwüste belegt eine ausreichende Regelmäßigkeit der Niederschläge, unter der diese Wuchsform zur Dominanz gelangt (ELLENBERG 1975, 375). Die Kakteen bilden in höheren Lagen stellenweise „Wälder“. In der feuchteren mittleren Kakteenstufe ab 1.500 m ü.M. tritt schließlich der endemische Huancui-Strauch (*Orthopterygium huaucui*, QUISPE SANTOS 2001), ein braunrindiger Baum bis Busch aus der Familie der *Julianaceen*, „wald“bildend auf.

Während die Kakteenzone im Raum Arequipa (16°S) von 2.000–3.300 m ü.M. entwickelt ist und in dieser Höhenlage bis zu 100 km weit in die Andentäler hin-

eingreift (RICHTER 1981), dringt sie im Arbeitsgebiet um 14°S nur etwa 50 km weit vor. Ihre vertikale Lage ist entsprechend den hier schon feuchteren Verhältnissen – mit zunehmender Entfernung von der ariden Diagonale Südamerikas – um etwa 700 m nach unten verschoben. Entsprechend verhalten sich auch die übrigen Zonen.

Die Vegetation der Gebüschformationen (Pajonales)

Oberhalb von ca. 2.200 m ü.M. lösen regengrüne Gebüschformationen die bis dahin vegetationsbestimmenden Kakteen sowie *Orthopterygium huaucui* ab, die spärlichen Kakteenbestände setzen sich aus frostharten Arten zusammen. Eine echte Zone der Tola-Formation, nach HORNETZ & JÄTZOLD (2003, 222) eine Dornpolster-Halbwüste, existiert im Arbeitsgebiet nicht. Diese typische Pflanzenformation des westlichen Altiplano hat ihre Nordgrenze bei Puquio (RAUH 1958, 10). Das Arbeitsgebiet befindet sich jedoch schon außerhalb der Tolares, eine ihr nahestehende, zur anschließenden Puna vermittelnde strauchdominierte Vegetationsgesellschaft nimmt einen schmalen Streifen unterhalb der an die Hochflächen angrenzenden Hänge ein (hellgrünes Band in Abb. 12). Sie wird aufgrund ihres steppenartigen Charakters als Pajonal bezeichnet (paja = Stroh). Ursprünglich war die Einheit von Hartlaub tragenden Zwergsträuchern dominiert, welche aufgrund der mit zunehmender Höhe abnehmender Wirksamkeit der trockenen Jahreszeit zur Dominanz gelangten (ELLENBERG 1975, 380).

Nach dem Siedlungszentrum entlang der Flussoasen am Andenfuß setzen erst am Rand der andinen Ökumene wieder größere Siedlungen an: Huac-Huas, Llauta, Laramate und Ocoña (s. Abb. 2). Dort können aufgrund der Niederschlagsverhältnisse Luzerne, Kartoffeln, Mais, Weizen, Saubohnen und Erbsen angebaut werden. Hier manifestiert sich eine typische Eigenschaft tropischer Gebirgswüstenränder, wo im tropisch-konvektiven Niederschlagsregime Feldbau und Weidewirtschaft möglich sind, während südlich des Wendekreises die subtropische Gebirgsrandwüste keine derartige Nutzung ermöglicht, da hier hygrische und thermische Wachstumsperiode nicht zusammenfallen (WEISCHET 1966).

Die Vegetation der Puna

Die Trockenpuna repräsentiert die andine Ausprägung der an die Halbwüsten anschließenden Dornsavannenzone, welche ab 200–250 mm N/a beginnt und ihre Feuchtegrenze bei 500 mm besitzt (HORNETZ & JÄTZOLD 2003, 211). Charakteristisch für diese Höhenstufe sind die als Stressfaktoren wirkende hohe Tagestemperaturamplitude, Wassermangel und eine hohe Insolation. In der Trockenzeit von Mai bis Oktober sind die Tage wolkenfrei. Über 4.500 m ü.M. ist die UV-Strahlung sehr hoch, weshalb das Längenwachstum der Pflanzen stark eingeschränkt ist. Periodische Fröste treten etwas weiter südlich im Raum Arequipa ab 2.800 m ü.M. auf, tägliche Frostwechsel über 4.200 m ü.M. (RICHTER 1981, 14).

Die Puna nimmt den Bereich der Hochflächen oberhalb von 3.800 m ü.M. ein (HORNETZ & JÄTZOLD 2003, 45). Ihr Charakter ist geprägt von an die Höhenlage angepassten Horstgrasfluren, in Südamerika zusammenfassend als „Ichu“ bezeichnet. Dazu gehören *Calamagrostis*-, *Stipa*- und *Festuca*-Arten (RAUH 1958, 174). Sie endet bei 4.500 m ü.M. Die Puna wird deshalb oftmals auch als „Ichu-Steppe“ bezeichnet. Feldbau ist nicht mehr möglich.

Eine bislang nicht abschließend geklärte Frage ist die der potentiell natürlichen Vegetation dieser Vegetationseinheit. Die Substratverhältnisse der Hochflächen sind durch Vulkanaschen bestimmt, deren lockeres, feinkörniges Gefüge eine intensive Durchwurzelung durch Gräser begünstigt und damit die tiefer wurzelnden Gehölze benachteiligt. ELLENBERG (1958a, 646) widerspricht dieser Auffassung. Er hält die steppenartigen Horstgras- und Zwergstrauchfluren der Puna nicht für natürlich, sondern führt sie auf den seit Jahrtausenden andauernden Holzeinschlag und die Beweidung zurück. Dazu kommt noch die Wirkung von Bränden – die Tussokgräser werden abgebrannt, damit das Vieh an die folgenden jungen Triebe gelangt – und der Verbiss des Jungwuchses durch Lamas und Alpacas. Einheimische Hartlaubgehölze wie *Polylepis* und *Buddleja* verjüngen sich auf der Puna von allein, falls sie gegen Beweidung geschützt sind. Bei Pucará (nahe Puno) werden Waldrelikte bis zu 8 m hoch, sie schaffen ein ausgeglichenes Bestandsklima und vermindern die tägliche Temperaturamplitude von 30–50 ° auf 10–20 °. Erst ab 4.500 m ü.M. wird durch das harte Frostwechselklima Baumwuchs unmöglich (ELLENBERG 1958b, 680). Die Puna ist also nach ELLENBERG (1975, 382) eine anthropo-zoogene Ersatzgesellschaft des semi-

ariden *Polylepis*-Waldes des Altiplano. Nach Westen findet der Wald durch den hygrischen Gradienten seine Trockengrenze. Durch die Entwaldung begünstigen jedoch in jedem Fall die aktuellen edaphischen Bedingungen den Graswuchs, da die Bodenoberfläche stark austrocknet und damit Gräser begünstigt.

Nicht geklärt ist, wann der Umfang der anthropogenen Veränderungen ein Ausmaß erreicht hatte, welches unmittelbare Auswirkungen auch auf die Umweltverhältnisse im Arbeitsgebiet hatte. Die Klärung dieser Frage bleibt künftigen Untersuchungen vorbehalten und ist möglicherweise von großer Relevanz für die Rekonstruktion der Mensch-Umwelt-Beziehungen.

Endemismus

Neben dem Abbild der aktuellen hygrischen Situation im Bereich der Andenwestflanke birgt die Flora Perus auch paläoklimatische Informationen. Auffällig ist die hohe Zahl an endemischen Arten, nach BRAKO & ZARUCCHI (1993) sind 75 % der *Cactaceae* (186 Arten), 65 % der *Piperaceae* (Pfeffergewächse, 528 Arten) und 62 % der *Gentianaceae* (Enziangewächse, 85 Arten) Endemiten. Teils hat das Areal einzelner Arten nur eine Horizontalerstreckung von wenigen Zehnern von Kilometern. Entsprechend haben die meisten Arten eine auf die West- bzw. die Ostflanke der Anden beschränkte Verbreitung.

Der hohe Grad des Endemismus der Kakteen zeigt deshalb einerseits, dass im Pleistozän die Umweltverhältnisse im Arbeitsgebiet für den Fortbestand der Arten weiterhin günstig gewesen sein müssen, wenn auch auf einer niedrigeren Höhenstufe, andererseits durch die Einstellung nivaler Verhältnisse in höheren Lagen eine Trennung in west- und ostandine Arten erfolgte. Auch in Nord-Süd-Richtung kann die Vegetation differenziert werden: So reicht nach RAUH (1958) die Übergangszone von mittel- und südperuanischer Flora vom Tal des Rio Pisco bis zum Tal des Rio Nazca. Zusammenfassend stellt RAUH (1958) fest, dass sich im Gebiet Nazca – Puquio auf der Andenwestseite ein auffallender Florenwechsel vollzieht, der sich darin ausdrückt, dass einige vegetationsbestimmende Pflanzen mit süd- bis südöstlicher Verbreitung hier ihre Nordgrenze erreichen. Die Ursachen dafür sind nicht weiter bekannt.

2.6.2 Die Böden des Arbeitsgebietes

Zu den wüstenhaften bis hochandinen Böden im Arbeitsgebiet liegen bislang keine Arbeiten vor. Generell ist daher zusammenfassend im Vorgriff auf die Ergebnisse festzustellen, dass aufgrund der hygrischen Verhältnisse die Bodenentwicklung im Wüstenbereich an der Küste Solonchaks, im Bereich der äolischen Decken Arenosols sowie auf den Fußflächen yermic Leptosols hervorgebracht hat, während es ab ca. 2.000 m ü.M. zur Humusakkumulation und intensiverer Bodenbildung kommt, die auf den subandinen Pultflächen in einer Andosol-Entwicklung gipfelt. Im Bereich der Flussoasen sind eutric Fluvisols anzutreffen. Fossile Böden sind im Arbeitsgebiet selten, als Archiv zur Paläoklimarekonstruktion dann jedoch dafür von um so größerer Bedeutung.

2.7 Zusammenfassung

Das Arbeitsgebiet am Ostrand der nördlichen Atacama im Süden Perus reicht von hyperariden, einst dicht besiedelten Tieflandslagen bis auf die semiariden Hochflächen des Altiplano. Es ist davon auszugehen, dass dieser ökologisch hoch sensitive Raum analog zum Geschehen auf anderen Kontinenten besonders deutlich auf quartäre Klimaschwankungen reagiert hat. Nach einem kurzen Überblick über die präkolumbische Kulturentwicklung des Arbeitsgebietes sollen dazu im Kapitel 4 die Methoden beschrieben werden, mit Hilfe derer Wüstenrandverschiebungen in der Vergangenheit rekonstruiert werden können.

Abb. 16: Vegetationsentwicklung im oberen Palpa-Tal am Ende der sommerlichen Regenzeit (März) auf ca. 2.400 m ü.M. Die Unterhänge sind in Kultur genommen, an den buschbestandenen Oberhängen wird Weidewirtschaft betrieben. Derartige Vegetationsgesellschaften reichten während holozäner Feuchtphasen bis an den Andenfuß. Foto: S. HECHT.

3 Präkolumbische Kulturen in Peru

Die ältesten Spuren des Menschen in Südamerika sind mehr als 15.000 Jahre alt (BAIED & WHEELER 1993, 147). Die Menschen lebten als Jäger und Sammler. Die Sesshaftwerdung begann vermutlich im Mittleren Archaikum (5000–3000 v. Chr., s. Abb. 17). Erst während der anschließenden Formativzeit (1800–200 v. Chr.) nahmen die Bevölkerungszahlen im Bereich der Küstenkulturen zu, um schließlich in der Frühen Zwischenperiode bis 650 n. Chr. mit den Kulturen der Moche an der Nordküste und der Nasca an der Südküste ihren vorläufigen Höhepunkt zu erreichen. Diese Hochkulturen, deren technologische Entwicklung nicht mit derjenigen der Alten Welt vergleichbar ist, zeichneten sich durch ein hohes Maß an Organisation und Arbeitsteilung aus. Die räumlich eng begrenzten Siedlungsräume der Flussoasen führten in den Küstengebieten des zentralen Andenraumes schon früh zu einer Bevölkerungskonzentration, verbunden mit einer kulturellen Entwicklung.

Die Blüte der Küstenkulturen ging einher mit einer Besiedlung des Hochlandes, welche während des Mittleren Horizontes mit den Kulturen der Tiahuanaco, aus der Region um den Titicacasee, sowie den Huari aus Zentralperu die militärische Herrschaft über die Küste erlangten. Die bis dahin bestehenden eigenständigen Kulturen des Küstenstreifens waren spätestens um 700 n. Chr. stark von den Kunststilen des Hochlandes beeinflusst (WILLEY 1985, 125), so auch die Nasca-Kultur. Die neuen Herrscher richteten einzelne Siedlungsplätze als Verwaltungszentren oder Garnisonen ein.

Während der Späten Zwischenperiode ab ca. 1000 n. Chr. entwickelte sich an der Nordküste Perus mit den Chimu wieder eine eigenständige, bevölkerungsreiche Kultur. Auch an der Zentral- und der Südküste Perus formierten sich regionale Kulturen, von welchen jene im Bereich des Arbeitsgebietes noch namenlos ist und aufgrund der Ähnlichkeit mit dem Stil von Keramik und Textilien in der Regel zur Ica- und Chincha-Kultur gerechnet werden. Auch im Hochland waren verschiedene Regionalkulturen entwickelt, die der Inka beschränkte sich zunächst auf die Umgebung von Cuzco.

Der Späte Horizont ab ca. 1400 n. Chr. wird in ganz Peru von der Inka-Kultur dominiert. Während der Herrschaft von Topa Inca (1471–1493 n. Chr.) erreichte die Expansion des Inka-Imperiums die Südküste. Die regionalen Kulturen der Späten Zwischenperiode wurden analog zum Huari-Vorstoß durch einzelne Siedlungsplätze der Inka kontrolliert. In dieser Zeit hatte die Bevölkerungsentwicklung wohl ihren Höhepunkt erreicht, wie sie für andere Teile Süd- und Mittelamerikas von den Conquistadores beschrieben wurde (KONETZKE 2000, 104). Der Bevölkerungsdruck zwang zur Anlage ausgedehnter Terrassenanlagen, um die landwirtschaftlichen Erträge zu steigern.

Mit dem Eintreffen der Spanier wurde die indigene Bevölkerung durch eingeschleppte Krankheiten wie Grippe und Pocken schnell stark dezimiert und zahlreiche Siedlungen aufgegeben (KONETZKE 2000, 106).

3.1 Die präkolumbische Kulturgeschichte im Becken von Ica-Nazca

Die wissenschaftliche archäologische Forschung im Nazca-Gebiet hat ihren Anfang im Jahre 1901, als der deutsche Archäologe MAX UHLE ausgehend von nach Europa gelangter Keramik unbekannten Ursprungs nach langer Suche im Ica-Tal nascazeitliche Keramiken entdeckte. A. L. KROEBER stellte 1928 eine stilistische Chronologie der Nasca-Kultur auf, die bis zu den Inka reichte (SILVERMAN & PROULX 2002, 5). In den folgenden Jahrzehnten erfolgten weitere Arbeiten, bis schließlich seit den 1990er-Jahren eine umfassende wissenschaftliche Bearbeitung dieses Raumes durch verschiedene Vorläuferprojekte und schließlich den NTG-Projektverbund erfolgte. Mittlerweile ist die präkolumbische Kulturgeschichte der Region Palpa für den Zeitraum von 1100 v. Chr. bis 1500 n. Chr. fast lückenlos erforscht (REINDEL & ISLA 2006, 30). Neueste Datierungen von Siedlungs- und Gräberbefunden konnten sogar eine Besiedlung der Region Palpa in der Mittleren Archaik belegen.

3.1.1 Die Gliederung der präkolumbischen Kulturstufen

Analog zu anderen Abschnitten der peruanischen Küste wird die Siedlungsgeschichte in verschiedene Perioden untergliedert, deren zeitlicher Rahmen und die

zugeordneten Kulturen sowie deren einzelne Phasen der Abb. 17 zu entnehmen sind.

3.1.2 Die Initialzeit (1800–860 v. Chr.)

Spätestens für die Initialzeit ist die Errichtung dauerhafter Siedlungen im Bereich des Arbeitsgebietes eindeutig belegt. Die erste großflächig ergrabene Siedlung der Initialzeit an der Südküste Perus ist Pernil Alto im Tal des Rio Grande. Hier liegt am Hang, 10 m oberhalb der ältesten Flussterrasse, eine Siedlung. In der Initialzeit wurden die ersten Keramiken hergestellt, kennzeichnend ist der Auftrag der Bemalung nach dem Brennen der Keramik. Die Siedlung war von 1300 – 860 v. Chr. bewohnt (REINDEL & ISLA 2006, 39). Noch ältere, präkeramische Sieldungsspuren finden sich an der Mündung der Quebrada Huaricangana oberhalb von Monte Grande (s. Abb. 2), sind aber noch nicht weiter untersucht.

3.1.3 Die Paracas-Kultur (860–200 v. Chr.)

Mit dem Wachstum der Bevölkerung während der Paracas-Kultur nimmt die Zahl der Siedlungen stark zu. Diese Kultur, benannt nach einem Fundort auf der namengebenden Halbinsel Paracas bei Pisco, zeichnet sich durch einen eigenen Keramikstil aus. Schon zur Paracas-Zeit bestanden Verbindungen ins Hochland und zur Küste. Der küstennahen Siedlung Monte Grande (s. Abb. 2) kam seither eine Schlüsselstellung zu. Gegen die starken Seewinde geschützt lag sie an einer Talweitung des Rio Grande. Hier wurden Meeresprodukte wie Muscheln und Fische gehandelt und mit Booten brachte man vermutlich die begehrte Spondylus-Muschel aus den tropischen Gewässern weiter im Norden.

3.1.4 Die Nasca-Kultur (200 v. Chr.–600 n. Chr.)

An die Periode des Frühen Horiziontes schließt sich eine etwa 200 Jahre andauernde Übergangsperiode an, in der sich ein allmählicher Wandel zu den Techniken und Stilelementen der Nasca-Zeit vollzieht. Ikonographisch sowie formal folgt die frühe Nasca-Keramik dem späten Ocucaje-Stil, was bedeutet, dass es zu keinen gesellschaftlichen Veränderungen, einer Verlagerung des Siedlungsraumes oder gar zu einem spürbaren Bevölkerungsrückgang in dieser Übergangszeit gekommen ist. Dies ist von geoarchäologischer Relevanz, da es dort weder

JAHRE	PERIODEN	KULTUREN	PHASEN	KERAMIKSTILE	FUNDORTE
1532 AD	SPÄTER HORIZONT	Inka		Inka	Pueblo Nuevo
1400 AD	SPÄTE ZWISCHENPERIODE	Ica Chincha		Ica Chincha	Chillo Pinchango Alto
1000 AD – 650 AD	MITTLERER HORIZONT	Wari		Chakipampa Loro (Nasca 8)	Los Molinos
530 AD – 430 AD	FRÜHE ZWISCHENPERIODE	Nasca	Spät	Nasca 7	
				Nasca 6	
330 AD			Mittel	Nasca 4, 5	La Muña Jauranga Hanaq Pacha
260 AD – 80 AD			Früh	Nasca 2, 3	Los Molinos
60 AD – ?	ÜBERGANG	Initial-Nasca		Nasca 1 Ocucaje 10	Estaquería
200 BC – 350 BC	FORMATIVZEIT: FRÜHER HORIZONT		Spät	Ocucaje 8, 9	Jauranga Pinchango Viejo
400 BC – 520 BC		Paracas	Mittel	Ocucaje 5, 6, 7	Jauranga
550 BC – 800 BC			Früh	Ocucaje 3, 4	Mollake Chico Pernil Alto
860 BC	FORMATIVZEIT: INITIALZEIT			Puerto Nuevo Disco Verde	Pernil Alto
1800 BC – 12000 BC	ARCHAIKUM			Keine Keramik	

1000 – 800 – 600 – 400 – 200 – ± 0 – - 200 – - 400 – - 600 – - 800 – - 1000

Abb. 17: Die Kulturstufen des Nazca-Gebietes und ihre wichtigsten Merkmale. Erste Siedlungsspuren im Arbeitsgebiet stammen aus dem Archaikum (REINDEL ET AL. 1999, verändert nach REINDEL, mündl. Mitteilung 2004), aus UNKEL (2006, 127).

geomorphologische noch archäologische Hinweise auf fundamentale Umweltveränderungen im Zusammenhang mit Klimafluktuationen gibt.

Auch während der Nasca-Zeit bestanden Beziehungen ins Hochland. An der Quelle des Rio Pampas, in Viscapalca (s. Abb. 2), wurden von L. VALDEZ (in SILVERMAN & PROULX 2002, 93) größere Mengen Nascakeramik der Phase 4–6 gefunden. Dieser Ort liegt in der Puna, was deutlich macht, dass die Küstenkulturen keineswegs isoliert waren, sondern der Siedlungsraum der Küsten- und der Hochlandkulturen aneinander grenzte. Diese Beobachtung wird durch neueste Untersuchungen im Hochland bestätigt.

Zu Beginn der späten Nasca-Zeit um 430 n. Chr. geht die Bevölkerung stark zurück. In dieser Phase hatte die Kultur ihren größten räumlichen Wirkungsbereich. Er reichte von Acarí im Süden (KENT & KOWTA 1994, 120) bis Cañete im Norden. Die zweite Hälfte der Späten Nasca-Zeit ab 530 n. Chr. schließlich zeigt das Verschwinden zahlreicher traditioneller Formen. Fremde Einflüsse werden spürbar, die vom Hochland und der Südküste stammen (SILVERMAN & PROULX 2002, 34).

3.1.5 Der Mittlere Horizont (650–1000 n. Chr.)

Nach dem Untergang der eigenständigen Nasca-Kultur ist der Andenfuß nur noch dünn besiedelt. Nach ISLA (mündl. Mitt. 2005) war lediglich das Tal des Rio Las Trancas bei Nazca noch dichter besiedelt, hier war ein wichtiges Zentrum entwickelt. Naturräumlich ist diese Fokussierung jedoch gut nachvollziehbar, liegt doch das Tal auf direktem Weg von der Küste (Monte Grande) zum Huari-Zentrum um Puquio (s. Abb. 12). Allgemein gibt es im Nazca-Gebiet deutlich mehr Fundorte des Mittleren Horizontes als im Palpa-Gebiet (mündl. Mitt. LAMBERS 2005). Die Ursachen sind jedoch noch unklar.

3.1.6 Die Späte Zwischenperiode (1000–1400 n. Chr.)

In der Späten Zwischenperiode (Late Intermediate Period – LIP) blühte die Besiedlung am Andenfuß nochmals auf. Auffällig ist der Wechsel zur Steinarchitektur, während frühere Kulturen wie auch die heutige Bevölkerung Adobe-Mauern aus Lehmziegeln errichteten. Die Gesellschaft war in eigenständige Populationen der einzelnen Täler zersplittert. Die Bevölkerungsdichte erreichte einen nas-

cazeitlichen Umfang. Es wurden neben oasennahen Siedlungen auch Höhensiedlungen im Gipfelbereich angelegt. Die heute trockenen Hänge waren dicht terrassiert. Auch während der LIP war Monte Grande ein wichtiger, stark besiedelter Ort mit ausgedehnten Gräbern. Im Raum Palpa gibt es aus der frühen LIP (1000–1200 n. Chr.) nur sehr wenige Funde. Zahlreich sind dagegen die Funde der Späten LIP (1200–1400 n. Chr.).

3.1.7 Der Späte Horizont (1400–1532 n. Chr.)

Die Inka-Zeit brachte für das Arbeitsgebiet eine nominal geringe Besiedlungsdichte, da nur wenige Inka-Siedlungen errichtet wurden. Nach neuesten Datierungen (UNKEL, mündl. Mitt. 2006) kann nicht mehr von einem Ende der LIP um 1400 n. Chr. ausgegangen werden. Eine ^{14}C-Datierung (Nr. 869) aus Pinchango Alto (LIP-Siedlung) ergab ein Alter von 1440–1530,1570–1630 cal AD. Angesichts der Integrationspolitik bestehender Kulturen durch die Inka erscheint damit ein Fortbestand der LIP-Kultur auch im 16. Jh. sehr wahrscheinlich. Dabei wurde die bestehende Siedlungsstruktur beibehalten und lediglich um wenige Inka-Siedlungen ergänzt, welche die Funktion von administrativen Zentren hatten bzw. als Außenposten dienten, denen die unterworfene regionale Bevölkerung Tribut leistete. Der Späte Horizont ist darum kein radikaler Einschnitt in der präkolumbischen Besiedlungsgeschichte, sondern lediglich die Fortsetzung der Späten Zwischenperiode unter der Herrschaft der Inka. Künftige Untersuchungen müssen zeigen, wie lange das Nebeneinander beider Keramikstile angedauert hat.

3.1.8 Das Ende der präkolumbischen Ära

Bald nach dem Einfall der Spanier in Nordperu im Jahre 1532 n. Chr. endet auch im Arbeitsgebiet die präkolumbische Ära. Die verbliebene Bevölkerung arbeitet in den neu eingerichteten Olivenhainen (z.B. im Tal des Rio Yauca) und im Weinbau, der sich im Vizcas-Tal bis heute gehalten hat. Daneben zeugen Namen von Lokalitäten wie die Ortschaft Ingenio (= Zuckerrohrmühle) vom Zuckerrohranbau, am Rio St. Cruz finden sich bis heute Opuntienplantagen, wo Cochenille-Rot gewonnen wird. Dieser Naturfarbstoff war zur Kolonialzeit so wertvoll wie Gold (DAHLGREN 1990).

3.2 Die Geoglyphen – ein archäologisches und geomorphologisches Archiv

Geoglyphen (griech. „Bodengravuren“) sind im ariden Bereich der Pazifikküste beider Amerika von Kalifornien bis Nordchile vielerorts zu finden (CLARKSON 1999). Ihre höchste Konzentration und Anzahl erreichen sie jedoch in der Region Nazca. Einer breiten Öffentlichkeit sind sie bekannt geworden als die „Linien von Nazca“, sie sind jedoch auch um Palpa und um Ica zu finden (COOK 1992). Angelegt wurden sie auf den ebenen Flächen der Pampas (Fußflächen) bzw. an deren Hängen, auf denen durch Entfernen des durch Wüstenlackbildung dunkel gefärbten Wüstenpflasters das darunterliegende helle Feinsediment freigelegt wurde. Damit sind sie auch für die Geomorphologie interessant, denn ihr Erhaltungszustand bzw. ihre partielle Überprägung durch Spülprozesse bietet die Möglichkeit, diese zeitlich einzugrenzen und Hinweise auf die Oberflächendynamik seit ihrer Anlage zu bekommen. Sie stellen seit ihrer Anlage ein stabiles Landschaftselement dar, da sie nur unter hyperariden Bedingungen erhalten werden. Damit liefern sie geomorphologische Informationen über das Paläoklima, welche unabhängig vom archäologischen Kontext sind.

Die Vielfalt an Geoglyphen umfasst großflächige geometrische oder figurhafte Formen bis hin zu schlanken, kilometerlangen Linien. Die Anlage von Geoglyphen begann an den Hängen, während die Nasca später die ebenen Fußflächen bevorzugten. Beginnend in der Späten Paracas-Zeit, wurde die überwiegende Zahl von Geoglyphen um Palpa im Frühen Nasca (28 %) angelegt, gefolgt vom Mittleren Nasca (18,6 %) und dem Späten Nasca (7,4 %) (LAMBERS 2006, 92). Einige wenige Geoglyphen sind auch noch nach dem Übergang in den Mittleren Horizont angelegt worden (1,8 %).

Die weiträumige Verbreitung und große Zahl von Geoglyphen allein deutet schon an, dass diese ein wichtiger Bestandteil der Nasca-Kultur gewesen sein müssen. Allein im von LAMBERS (2006, 85) um Palpa bearbeiteten Gebiet sind 639 Geoglyphen angelegt. Es stellt sich die Frage nach der Bedeutung und Funktion dieser Anlagen. In der Vergangenheit wurden zahlreiche Versuche unternommen, das „Rätsel der Linien“ zu entschlüsseln. Den Anfang machte Maria REICHE, die sich seit 1946 die Erforschung und Erhaltung der Geoglyphen zur Aufgabe gemacht hatte. Wie auch Paul KOSOK (1965, 49) vertrat sie die These,

die Linien seien ein astronomischer Kalender. Die Beobachtung von Himmelskörpern wäre jedoch auch ohne die Linien möglich gewesen, schließlich bietet die Landschaft zahlreiche Fixpunkte im Gelände, die eine Orientierung zulassen. Die große Zahl von Geoglyphen lässt schließlich rein statistisch schon eine beliebige Zuordnung zu Himmelserscheinungen zu. Widerlegt ist mittlerweile auch die These, die Geoglyphen seien nur aus der Luft zu erkennen, was Erich VON DÄNIKEN die These aufstellen ließ, die Trapeze und Linien seien gar die Landebahnen Außerirdischer. JOHNSON (1999) vermutete in den Geoglyphen Markierungen für Aquifere und Quellen/Störungen. Ein Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Wasser und den Geoglyphen ergibt sich jedoch nur durch die Tatsache, dass jene oft in räumlicher Nähe zu den Siedlungen angelegt wurden, welche wiederum an das Auftreten von Wasser gebunden waren. Schließlich ist seine Theorie, Trapeze zeigten Wasservorkommen an, Zickzacklinien jedoch das Fehlen von Wasser, wenigstens für den Raum Palpa unzutreffend, wo beide Formen miteinander vergesellschaftet sind (LAMBERS 2006, 147).

Mittlerweile ist man sich sicher, dass die Anlage im rituellen Zusammenhang mit dem Leben spendenden Wasser zu sehen ist (REINHARD 1988, 21, SILVERMAN & PROULX 2002, 177, LAMBERS 2006, 147), wenn auch in keiner räumlichen Beziehung. So wurden häufig *Spondylus*-Muscheln auf den Geoglyphen abgelegt. Sie treten im Bereich warmem Wassers auf, wie es nur während El Niño-Ereignissen an der Küste Perus von Norden her vordringt. Unmittelbar mit diesem Phänomen verbunden ist das Auftreten üppiger Niederschläge an der Andenwestflanke in Nordperu und Ecuador. Daraus leitet sich die Symbolik der *Spondylus*-Muschel als Regenbringer ab (LAMBERS 2006, 146).

Es liegt also nahe, dieses immer mehr zunehmende Hoffen auf Regen in einen Naturraum zu stellen, der vor den Augen der Generationen immer trockener wurde. In dieser Hinsicht liefern die archäologischen Befunde auch einen möglichen Hinweis auf Umweltveränderungen in präkolumbischer Zeit.

4 Methoden

Im Arbeitsgebiet liegen zahlreiche Klimaarchive in räumlich enger Nachbarschaft, die von der Paläoumweltgeschichte der Region zeugen. Diese sind größtenteils numerisch datierbar. Dazu zählen

- Dünen,
- lössartige äolische Sedimente, im Folgenden als „Löss“ bezeichnet,
- Fußflächen und schuttstromartige Massenverlagerungen (Huaycos),
- Halbwüsten- und Lössschnecken als Paläoumweltzeiger,
- fluviale Sedimente,
- der prozessbedingte aride Formenschatz in der Vollwüste und der (peri-) glaziale Formenschatz im Hochland,
- archäologische Spuren im geomorphologischen Kontext.

Daraus leitete sich die anzuwendende Methodik in Gelände und Labor ab:

- Zur räumlichen Verbreitung des Geoarchives „Löss“ erfolgte die Kartierung der Lössverbreitung mittels Luftbildauswertung, zum Ende der Arbeiten ergänzt durch mittlerweile zur Verfügung stehende hochwertige Satellitenaufnahmen bei GOOGLE EARTH™, außerdem die Kartierung des glazialen Formenschatzes. Letzteres erfolgte im Rahmen einer Diplomarbeit durch ZAJICEK (2006). Die Kartierungen wurden im Gelände exemplarisch überprüft;
- zur Charakterisierung von Transportprozessen und Bodenentwicklung erfolgte die sedimentologisch-bodenchemische Analyse der Sedimente und Böden;

- ergänzend dazu erfolgte die mikromorphologische Untersuchung der Sedimente anhand von Sedimentdünnschliffen;
- zur Charakterisierung der Herkunft und des Verwitterungsgrads des Ausgangsmaterials wurde das Schwermineralspektrum der Sedimente ermittelt;
- zur zeitlichen Einordnung der Archive erfolgte die Beprobung der Lösse und fluvialen Sedimente für die anschließende Datierung mittels der Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL) durch das Teilprojekt „Chronometrie“ (Dr. A. KADEREIT, Arbeitsgruppe G. WAGNER, Forschungsstelle Archäometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften am Max-Planck-Institut für Kernphysik) bzw. zur ^{14}C-Datierung durch I. UNKEL, Arbeitsgruppe Dr. B. KROMER, Forschungsstelle Radiometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften am Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg;
- zur Charakterisierung der heutigen geoökologischen Verhältnisse wurden die Vegetationsgürtel an der Andenwestabdachung durch Geländebegehungen, einer Aufnahme der bestandsbildenden Kakteenflora und einer multispektralen Auswertung von LANDSAT-Satellitenbildern kartiert. Zielsetzung war es, trotz des Fehlens von lokalen Niederschlagsdaten ein differenziertes Bild der hygrischen Verhältnisse zu erhalten. Daraus konnte eine Vorstellung vom Landschaftsbild unter humideren Verhältnissen in präkolumbischer Zeit gewonnen werden;
- Verarbeitung der gewonnenen Daten mit Hilfe der Geographischen Informationssysteme ArcGis© 9.1 sowie Erdas Imagine© 8.7;
- anhand der Luftbilder wurde außerdem die räumliche Verteilung der ausgedehnten präkolumbischen Terrassierungen der Talhänge erfasst. Sie sind ein wichtiges Archiv zur Paläoklimarekonstruktion, da sie größtenteils von lokalen Quellen bzw. durch Regenniederschläge gespeist wurden;
- die raum-zeitlichen Veränderungen des Siedlungsschwerpunktes der präkolumbischen Kulturen wurden anhand einer GIS-gestützen Untersuchung

mit Hilfe der Funddatenbank des Teilprojektes Archäologie (Dr. M. REINDEL, KAAK Bonn) erfasst und visualisiert;

- die ersten bodenchemischen Ergebnisse gaben Anlass zu detaillierteren Untersuchungen zum Cadmium-Status der Böden und Sedimente mit der Perspektive, initiale Bodenbildungen in Trockengebieten und damit Fluktuationen des Wüstenrandes sichtbar zu machen;
- schließlich konnten während der laufenden Arbeiten erstmals im präkolumbischen Südamerika Anlagen eines Wasserkonzentrationsanbaus („water harvesting“) identifiziert werden, die im Rahmen einer Abschlussarbeit von K. ROSS noch in Bearbeitung sind.

4.1 Geländearbeiten

Im gesamten Arbeitsgebiet wurden Leitprofile zur sedimentologisch-bodenkundlichen Analyse beprobt, die die Lösse, eine fossile Bodenbildung im Löss, die rezente Bodenbildung auf dem Altiplano sowie die bewässerten Hochflutsedimente der Flussoasen umfasste. Ergänzt wurden diese durch weitere Einzelproben, die in erster Linie räumliche Variabilitäten der Lösseigenschaften sowie der fluvialen Sedimente erfassen sollte. Außerdem wurden Proben zur Altersdatierung entnommen. Schnecken wurden durch Sieben (0,7 mm Maschenweite) bzw. durch Sammeln an der Oberfläche gewonnen.

Im Rahmen des NTG-Projektes zur Anwendung neuer Technologien in den Geisteswissenschaften wurden die Lockersedimente im Arbeitsgebiet mit geophysikalischen Methoden untersucht (Dr. S. HECHT). Die Ergebnisse, die in erster Linie der archäologischen Prospektion dienen sollten, lieferten auch Erkenntnisse über den Aufbau der Flussterrassen sowie der Wasserkonzentrationsbauten. Zur Anwendung kam für geoelektrische Messungen eine Multielektrodenapparatur der Fa. GEOTOM (max. 100 Elektroden), die trotz teils widriger Bedingungen – extreme Trockenheit und damit verbundene schlechte Elektrodenankopplung – ausgezeichnete Ergebnisse lieferte. Außerdem wurde mittels 24- und 48-Kanal-Hammerschlagseismik (Fa. GEOMETRICS) die Beschaffenheit des tiefer liegenden Untergrundes sondiert.

4.2 Laborarbeiten

Der überwiegende Teil der Untersuchungen erfolgte im Labor für Geomorphologie und Geoökologie am Lehrstuhl für Physische Geographie an der Universität Heidelberg. Die Altersdatierungen wurden durch Kollegen des Teilprojektes „Chronometrie“ durchgeführt (s.o.). Die Sedimentdünnschliffe zur mikromorphologischen Untersuchung fertigte T. BECKMANN (Schwülper-Lagesbüttel) an.

4.2.1 Sedimentologische Untersuchungen

Die sedimentologisch-bodenkundlichen Untersuchungen der Lockersedimente umfassten das Korngrößenspektrum, den Elementgehalt (C, N, S, Cu, Na, Fe, Zn, Cd) sowie das Schwermineralspektrum. Ziel der Untersuchungen war, die Prozesse der Erosion, Sedimentation und Wiederaufarbeitung der dominant sandig-schluffigen Substrate anhand geeigneter Parameter zu identifizieren.

Korngrößenanalyse der Sedimente

Die Korngrößenanalyse erfolgte mittels der kombinierten Sieb- und Pipettmethode von KÖHN & KÖTTGEN (SCHLICHTING ET AL. 1995, 114) nach der Zerstörung der organischen Substanz mit Wasserstoffperoxid (H_2O_2), HCl-Behandlung zur Carbonatzerstörung und Dispergierung der Proben mit Natriumpyrophosphat ($Na_4P_2O_7$) nach HARTGE & HORN (1999, 29).

Mikromorphologie

Zur Abschätzung von Substrateigenschaften wie Zurundung, Verwitterungsintensität und pedogenen Überprägungen wurden zehn Dünnschliffe verschiedener Lösse unter dem Polarisationsmikroskop untersucht. Verwendet wurde das Binokular Olympus BX 51 mit Digitalkameraaufsatz (VGA-Auflösung), um die Befunde direkt dokumentieren zu können.

Schwermineralanalyse

Der Schwermineralgehalt der Lockersedimente und Böden wurde bestimmt, um den Verwitterungsgrad und die Herkunft des Substrats abzuschätzen. Da sich

in der Praxis die Feinsandfraktion 63–200 μm für die Auszählung unter dem Polarisationsmikroskop am besten eignet, wurde diese vor der weiteren Probenaufbereitung durch Sieben abgetrennt. Da einzelne Sedimentschichten jedoch deutlich grobkörniger waren, wurde außerdem noch die Mittelsandfraktion abgetrennt. Die Anteile der Schwermineralfraktion an der Gesamtprobe beziehen sich deshalb stets auf die Fein- bis Mittelsandfraktion, während die Schwermineralzählung lediglich an der Feinsandfraktion vorgenommen werden konnte, da sich die Mittelsandfraktion nicht zum Einbetten eignet und die Korndicke analytische Probleme bereitet.

Tab. 1: Typische Schwerminerale im Arbeitsgebiet und deren Herkunft

Gruppe	Vorkommen im Arbeitsgebiet
Nesosilikate	
Andalusit, Sillimanit, Disthen	Gemengteile der Metamorphite. Sillimanit ist in den vulkanogenen klastischen Sedimenten der Grupo Yura zu finden (TRAPPE 1998, 62).
Topas, Staurolith	Topas als Produkt pneumatolytischer Vorgänge, Staurolith entstammt den Metamorphiten oder ist eine sekundäre Bildung der Sand- und Tonsteine.
Olivin	Olivin, in andesitischen Magmatiten selten, entsprechend selten deshalb auch in den Lössen des Arbeitsgebietes
Granat	Granate sind selten. TRAPPE (1998, 61) nennt die roten Granate E der Grube Saramarca im Vizcas-Tal als lokale Besonderheit.
Zirkon	Zirkon ist ein akzessorischer Bestandteil der präkambrischen Gesteine (MONTOYA ET AL. 1994).
Sorosilikate	
Epidot, Klinozoisit	Epidot ist Bestandteil der präkambrischen Gesteine. Die alterierten andesitischen Magmatite zeigen jedoch nur selten eine Epidotisierung, so dass Epidot im Arbeitsgebiet nur untergeordnet auftritt. Klinozoisit als Varietät ist akzessorisch in den Vulkaniten der unteren Grupo Yura zu finden (TRAPPE 1998, 89).

weiter auf der folgenden Seite

Gruppe	Vorkommen im Arbeitsgebiet
Inosilikate	
Pyroxen (allg.), Diopsid, Augit, Aegirin-Augit, Aegirin, Hypersthen	Hypersthen ist typisch für intermediäre Magmatite, Diopsid ist ein Bestandteil metamorpher Kalksteine. Augit ist ein gesteinsbildendes Mineral der Andesite, Aegirin und Aegirin-Augit entstammen ebenso dieser Quelle.
Amphibol	Grüne und auch braune Hornblende, gesteinsbildende Minerale der intermediären Magmatite und Metamorphite.
Phyllosilikate	
Muskovit, Biotit	Glimmer sind allgemein verbreitete gesteinsbildende Minerale und im Arbeitsgebiet in den andesitischen Magmatiten zu finden.
Chlorit	gesteinsbildendes Mineral in Metamorphiten, dominant kommt Chlorit im Arbeitsgebiet als sekundäres Umwandlungsprodukt der intermediären Magmatite aus Granat, Biotit, Pyroxen oder Amphibol vor. Aufgrund der verbreiteten Gesteinsalterationen ist Chlorit häufig anzutreffen, Chloritoid ist ein Produkt der Proprylitisierung (Regionalmetamorphose).
Oxide	
Rutil	In Metamorphiten zu finden, tritt sekundär als Gemengteil von Sanden auf.
Sulfate	
Baryt	Baryt stammt aus dem Porenzement der weit verbreiteten Sandsteine bzw. aus Gängen.

Die Probenaufbereitung erfolgte nach dem bei BOENIGK (1983, 6) beschriebenen Verfahren. Der Nasssiebung folgte eine anschließende Salzsäurebehandlung der abgetrennten Fein- und Mittelsandfraktion, um die optische Bestimmung störende Mineralüberzüge zu entfernen. Dazu wurden die Proben mit Salzsäure (25%) 20 Minuten gekocht, aufgrund des geringen Kalkgehaltes konnte auf

Tab. 2: Mediane Modalbestände der Vulkanite der mittleren Grupo Yura (in Vol.-%, nach TRAPPE 1998, 88, Auszug). Kpx = Klinopyroxen, Amp = Amphibol, Bt = Biotit, Chl = Chlorit, Zeo = Zeolith, Ep = Epidot, Cal = Calcit, Zir = Zirkon und Leu = Leukoxen

Gruppe	Kpx	Amp	Bt	Chl	Zeo	Ep	Cal	Zir	Leu
frische bis schwach alterierte Andesite	0,1	12,7	7,8	13,2	2,2	0,1	1,7	0,1	0,7
chloritisierte Andesite	0,4	0,4	0,1	28,7	0,0	0,1	0,9	0,1	0,8
chloritisierte und karbonatisierte Andesite	0,0	<0,1	<0,1	27,3	0,0	0,1	6,5	0,1	0,7
propylitisierte Andesite	1,3	0,7	0,0	23,2	0,0	4,0	1,3	0,0	0,7

ein vorheriges vorsichtiges Neutralisieren (Gefahr des Aufschäumens) verzichtet werden. Nach dem Abkühlen wurden sie zur Neutralisation wiederholt gewässert und dekantiert.

Die Salzsäurebehandlung führt zur Zerstörung aller Carbonate sowie von Apatit. Angesichts des äußerst geringen Auftretens von Apatit im Arbeitsgebiet – dieses Schwermineral ist lediglich akzessorisch in den seltenen präkambrischen Gesteinen der Küstenkordillere zu finden (MONTOYA ET AL. 1994) – konnte dies jedoch in Kauf genommen werden. Neben den Carbonaten wird jedoch auch vulkanisches Glas zerstört, was bei einigen Proben zu starken Verlusten führte, gleichzeitig jedoch einen Hinweis auf einen deutlichen Glasanteil in den Proben lieferte.

Die Feinsandfraktion wurde schließlich mit dem MELTMOUNT®-Einbettungsharz, Brechungsindex $n_D^{25\,°C} = 1{,}662$, auf Objektträgern fixiert. Anhand dieser Präparate konnte das Schwermineralspektrum am Polarisationsmikroskop bestimmt werden, wobei jeweils 100 Körner ausgezählt wurden.

Es ergab sich kein quantitativer Zusammenhang zwischen Schwermineralanteil der Fein- bis Mittelsandfraktion und dem Feinheitsgrad des Sediments. Deshalb darf angenommen werden, dass die Beschränkung auf diese Fraktion zu keiner nennenswerten Verfälschung der Ergebnisse führt.

Von TRAPPE (1998) wurde der Schwermineralbestand verschiedener Plutoni-

te im Raum Nazca – Palpa untersucht. Die quantitative Verteilung gibt Tab. 2 wieder.

Bestimmende Schwerminerale bei andesitischen Ausgangsgesteinen sind demnach die Amphibole und Chlorite. Aufgrund der verschiedenen Ausgangsgesteine der Lösse und deren quantitativem Anteil an der Staubproduktion sind weitere Schwerminerale enthalten. Die Gesamtheit der später nachgewiesenen Schwerminerale (Grupppen nach MATTHES 1996, 109) und deren Muttergesteine sind in Tab. 1 zusammengestellt. Aufgrund der überwiegend intermediären Gesteinsserien bzw. deren Detritus tritt im Arbeitsgebiet ein dem Chemismus dieser Gesteinsserien typisches Schwermineralspektrum auf.

4.2.2 Geochemische Analysen

Neben der Erfassung von Standardparametern wie Carbonatgehalt, organischer Substanz oder dem pH-Wert bildeten Elementanalysen den Schwerpunkt der Laborarbeiten. Anhand verschiedener charakteristischer Elemente wurde auf die Herkunft der Feinmaterialfraktion der Lockersedimente geschlossen. Als völlig neuer Aspekt der Wüstenrandforschung sollte sich dabei Cadmium als möglicher (Paläo-)Bodenzeiger erweisen.

Standardparameter

Der **Carbonatgehalt** wurde gasvolumetrisch mit der SCHEIBLER-Apparatur bestimmt (SCHLICHTING ET AL. 1995, 145), der Gehalt an organischer Substanz mittels nasser Veraschung (SCHLICHTING ET AL. 1995, 159). Die Bestimmung der Gesamtgehalte von C, N und S erfolgte am CNS-Analysator VARIOMAX der Fa. ELEMENTAR. Die pH-Werte wurden elektrometrisch in einer 0,01 M $CaCl_2$-Suspension (Boden:Lösung ca. 1:2,5) nach SCHLICHTING ET AL. (1995, 132) ermittelt.

Schwermetalle und Spurenelemente

Die Gesamtgehalte an Schwermetallen und Spurenelementen wurde nach Aufschluß mit Königswasser (37 % HCl und 65 % HNO_3) am AAS nach DIN38414 (Abf KlärV 1992) gemessen. Die Elemente wurden entsprechend den analyti-

schen Möglichkeiten am Flammen-AAS (Shimadzu AA-6300) bzw. am Graphitrohr-AAS (Analytik Jena – AAS Zeenit 60) gemessen.

Pflanzenverfügbares Cadmium

Zur Bestimmung des pflanzenverfügbaren Cd wurden die Proben im Verhältnis 1:11 nach SYMENOIDES & MCRAE (1977) mit 0,1M-Calciumnitrat-Tetrahydrat-Lösung ($Ca(NO_3)_2 \bullet 4\ H_2O$) nach 24 h extrahiert und der Extrakt am Graphitrohr-AAS gemessen. Die Extraktion nach SYMENOIDES & MCRAE hat gegenüber der Extraktion mit 0,1M $CaCl_2$-Lösung nach KÖSTER & MERKEL (1983, 246) den Vorteil, den Störfaktor Chlorid bei der Messung auszuschließen. Nach GRUPE & KUNTZE (1988, 223) ist $CaCl_2$ für alkalische Substrate ohnehin nicht als Extraktionsmittel geeignet.

4.2.3 Altersdatierung

Zur chronostratigraphischen Einordnung der Archive wurden von Dr. B. KROMER und Dr. I. UNKEL, Forschungsstelle Radiometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, Altersbestimmungen durchgeführt. Die ^{14}C-Datierungen erfolgten in Heidelberg (konventionell am Gasproportionalzähler) bzw. Zürich und Lund (AMS). Die Alter wurden gemäß IntCal98 mit der Software OxCal 3.8 bzw. 3.10 gemäß IntCal04 kalibriert (REIMER ET AL. 2004), die Südhemisphärenkorrektur beträgt -41 ±14 a (MC CORMAC ET AL. 2002). Die angegebene Standardabweichung bezieht sich auf das 1σ-Intervall. Für die datierten Schnecken wurde keine Reservoirkorrektur angewandt, da rezente Exemplare keinen erkennbaren Anteil an „totem“ Kohlenstoff enthalten und damit keinen Reservoireffekt zeigten (UNKEL 2006, 116).

An den Lössproben wurden von Dr. A. KADEREIT, Geographisches Institut, Universität Heidelberg, OSL-Datierungen an den Feldspaten des Feinkorns (4–11 μm) durchgeführt (EITEL ET AL. 2005). Diese Alter wurden durch die ^{14}C-Datierungen der Schnecken bestätigt. Die OSL-Altersdatierungen der fluvialen Sedimente erfolgte dagegen an Quarzen der Grobkornfraktion (125–212 μm), da die Feinkorn-Datierung aufgrund unzureichender Bleichung eine Überschätzung der Alter liefert (zur Methodik siehe EITEL ET AL. 2006, KADEREIT ET AL. 2006).

4.3 EDV-gestützte Arbeiten

Neben Feld- und Labormethoden kamen dem heutigen Stand der Technik entsprechende Fernerkundungstechniken zur Regionalisierung der Ergebnisse zur Anwendung, welche Eingang in ein geographisches Informationssystem fanden.

4.3.1 Luftbildauswertung

Für die Kartierung der geomorphologischen Großeinheiten, der Lössverbreitung und der archäologischen Zeugnisse wurden zahlreiche sw-Luftbilder in den Maßstäben 1:60.000 aus dem Jahre 1955 und für die Talbereiche im Maßstab 1:15.000 aus dem Jahre 1944, teils als Stereobildpaare, aus der Region verwendet. Dieses Bildmaterial wurde von der Luftbildstelle der Peruanischen Luftwaffe, den *Servicio Aerofotográfico Nacional* (SAN) zur Verfügung gestellt. Teilweise konnte auch auf bereits vorhandenes Bildmaterial der selben Quelle aus dem Teilprojekt „Archäologie“ zurückgegriffen werden. Aufgrund der höheren Abbildungsqualität wurden die Luftbilder als Diapositiv und nicht als Abzug angeschafft.

4.3.2 Vegetationskartierung

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, besonders für die präkolumbische Vergangenheit eine Vorstellung von den Paläolandschaftsverhältnissen zu entwickeln. Um sich diese aus den gewonnen Daten bildhaft vorstellen zu können, bietet sich die Projektion des rezenten Landschaftsbildes der Andenwestflanke – abhängig vom zur Verfügung stehenden Niederschlag – auf vergleichbare, für die Vergangenheit rekonstruierte Tieflandsverhältnisse an. Mit anderen Worten: Das heutige Landschaftsbild eines kakteenbewachsenen Graslandes – korrespondierend mit einem Jahresniederschlag von ca. 200 mm/a – war zu Zeiten der präkolumbischen Besiedlung bei ähnlichen Niederschlagsmengen in ähnlicher Form am Andenfuß entwickelt.

Daneben erlaubt der kleinräumige Wechsel in der Vegetationsdecke eine rasche Charakterisierung der jeweils herrschenden hygrischen Verhältnisse an einem Standort. Für die Paläoumweltrekonstruktion ist dies insofern von Belang, dass präkolumbische Wegsamkeiten in ihrer Lage eine Anpassung an die naturräumlichen Gunstfaktoren darstellen.

Für die nähere und weitere Umgebung des Arbeitsgebietes sind keine Vegetationskarten verfügbar. Deshalb mussten diese selbst angefertigt werden. Dabei ist der Naturraum in seiner Gesamtheit für die ihn bewohnenden Menschen weniger von der individuellen Artenzusammensetzung als von den Pflanzengesellschaften insgesamt von Bedeutung. Deshalb wurde auf eine aufwändige, vollständige Aufnahme der einzelnen Pflanzenarten verzichtet, lediglich charakteristische Arten, die bestandsbildend auftreten, wurden betrachtet. Methodisch erfolgte dabei eine Beschränkung auf die Bestimmung und Kartierung der jeweils bestandsbildenden mehrjährigen Arten, die zum einen im unwegsamen Gelände weithin zu erkennen waren, zum anderen von jährlichen Niederschlagsschwankungen nicht existenziell betroffen sind und damit einen Mittelwert der hygrischen Verhältnisse abbilden. Dies erschien zweckmäßig, da für die Charakterisierung der Verhältnisse im Arbeitsgebiet weniger das individuelle Artenspektrum als der rasche Übergang von der Vollwüste in die hochandinen Ökosysteme von Bedeutung sind. Entsprechend wurde der Deckungseindruck der weitständigen Vegetation mit einer eigenen Arbeitsklassifikation aufgenommen. Diese Deckungsklassen waren Grundlage für die spätere Abgrenzung der Vegetationseinheiten am Wüstenrand.

Die im Gelände identifizierten Vegetationshöhenstufen wurden mit Hilfe des Landsat-Satellitenbildes (Szene 006/070 vom 26.4.2000) auf die von den Wegen am Talboden nicht einzusehenden Bereiche extrapoliert. Da Wechsel in der Vegetationsdecke im RGB-Echtfarbenbild (Landsat-Kanäle 321) angesichts der zum Wüstenrand hin zunehmenden Lückenhaftigkeit nicht mehr abgebildet werden, wurden verschiedene Landsatkanäle im nicht sichtbaren Spektralbereich kombiniert, um sich die spezifischen Reflexionseigenschaften einer Vegetationsdecke zunutze zu machen. Da in der Literatur keine optimale Kanalkombination für aride Gebiete gefunden werden konnte, wurden ausgehend von den Geländebeobachtungen eigene Versuche durchgeführt, um die optimale Kanalkombination zu ermitteln. Dabei wurden die einzelnen Kanäle in Erdas© Imagine 8.7 zu einem „multilayer arrangement“ zusammengestellt. In ArcGis© 9.1 konnten dann leicht verschiedene Layer der RGB-Darstellung zugeordnet werden.

Tab. 3: LANDSAT 7-Kanäle und ihre vegetationsspezifische Bedeutung (s. dazu ALBERTZ 2001, 49)

Kanal	Farbe	Wellenlänge λ in μm	Reflexion	bei
1	blau	0,45–0,52	gering	Chlorophyll
2	grün	0,52–0,60	relativ hoch	Chlorophyll
3	rot	0,63–0,69	artspezifisch	Chlorophyll
4	nahes Infrarot	0,76–0,90		Juvenilität von Pflanzenzellen
5	mittleres Infrarot	1,55–1,73	hoch	Zellwasser in Pflanzen, Gesteine
6	thermales Infrarot (60 m x 60 m)	10,4–12,5	hoch	Vegetationsschäden
7	mittleres Infrarot	2,08–2,35	hoch	Zellwasser in Pflanzen
8	panchromatischer Kanal (15 m x 15 m)	0,52–0,90		

Gute Ergebnisse brachte ein 543-Komposit, da hierbei vegetationstypisch hoch reflektive Wellenbereiche auf günstige Weise kombiniert werden. Die gegenüber dem sichtbaren grünen Licht starke Reflexion grüner Vegetation im nahem Infrarot (Kanal 4) ergab in Kombination mit einer starken Reflexion der vitalen, wasserhaltigen Pflanzen (Kanal 5) ein kontrastreiches Bild, welches in Verbindung mit den Erkenntnissen aus der Geländebegehung die Erstellung der Vegetationskarte ermöglichte (s. Abb. 58). Sie bildet auch die unterschiedlichen Vegetationsgesellschaften von busch- und grasdominierter Vegetation ab (s. Tab. 3 und Abb. 12). Die Methode stößt jedoch bei weitständiger, lückenhafter Vegetationsdecke an ihre Grenzen, da die Auflösung der Szenen von 30 x 30 m nur bei einer geschlossenen Vegetationsdecke gute Ergebnisse liefern kann. Andere, gebräuchliche LANDSAT-Kanalkomposite zur Differenzierung der Vegetation konnten weniger Informationen liefern. Der häufig benutzte NDVI (Norma-

lised Difference Vegetation Index), der die oberirdische Nettoprimärproduktion der Pflanzen abbildet, erwies sich als ungeeignet, da der Aufnahmezeitpunkt der Landsatszene die Situation nach dem Höhepunkt der Vegetationsentwicklung abbildet und insbesondere die Gräser bereits abgestorben waren. Der NDVI bildet solche Bereiche dann als beinahe vegetationslos ab, obwohl sie für die Weidewirtschaft noch von großem Nutzwert sind.

4.3.3 Siedlungsverteilung

Aufgrund der Befunde vorangegangener archäologischer Untersuchungen, dass das Siedlungsmuster der Kulturen im Raum Palpa raum-zeitlichen Veränderungen unterworfen war, sollten diese Hypothese systematisch mit Hilfe des GIS überprüft werden. Aufgrund des im Rahmen des Projektverbundes vereinbarten Datenaustausches war es dabei möglich, direkt auf die umfangreiche Fundortdatenbank des Teilprojektes „Archäologie“ mit über 900 Fundorten und weiterführenden Informationen zurückzugreifen.

Für das konzeptionelle Vorgehen der Datenverarbeitung wurde davon ausgegangen, dass das räumliche Siedlungmuster generell vom Angebot an Wasser bestimmt ist. Dabei sind zwei Gruppen von Siedlungen zu unterscheiden:

- Diejenigen Siedlungen, die ihr Wasser aus den Flüssen (Rio Grande, Rio Palpa, Rio Vizcas) beziehen, das auch beim Fehlen lokaler Niederschläge zur Verfügung steht;
- die übrigen Siedlungen, welche ihr Wasser aus den Seitentälern der Andenwestflanke beziehen. Dieses Wasser steht nur bei ausreichenden lokalen Niederschlägen zur Verfügung.

Die Unterscheidung von Siedlungen beider Gruppen geschieht über das Merkmal, dass hoch über dem Haupttal gelegene Siedlungen nur durch lokale Niederschläge versorgt werden können, während Siedlungen in tieferer Lage über Bewässerungskanäle das Flussoasenwasser nutzen, wie dies auch heute noch der Fall ist. Eine Differenzierung über den horizontalen Abstand zum Fluss ist aufgrund der Breite der Täler bzw. der Steilheit der Hänge dagegen nicht zweckmäßig, da hoch gelegene Siedlungen näher am Fluss liegen können als tief gelegene.

Aufgabe der GIS-Analyse war also, die verschiedenen Siedlungsplätze einer der beiden Gruppen zuzuordnen und diese dann im jeweiligen archäologischen Zeitabschnitt in ihrer räumlichen Lage zu vergleichen. Die entsprechende Differenzierung wurde über die Höhenlage der Siedlung über der Haupttiefenlinie bestimmt, da einige etwas erhöht gelegene Siedlungsplätze durch den Fluss anzapfende Bewässerungskanäle versorgt wurden, wie dies auch heute noch geschieht.

Methodische Vorgehensweise

Zur Klassifizierung der Siedlungsplätze wurden die Daten aus der Access-Datenbank in Arc Gis eingelesen. Über eine SQL-Abfrage erfolgte die Auswahl der Siedlungen aus der Menge der Gesamtfundorte, da nur diese an das Vorhandensein von Wasser gebunden sind. Dann wurden für jede archäologische Phase entsprechende Shapefiles erzeugt.

Da die Höhenlage der archäologischen Fundplätze nicht in jedem Fall eindeutig bestimmt war, wurde beschlossen, deren Höhen dem SRTM-Höhenmodell zu entnehmen. Das SRTM-Höhenmodell ist im Internet über die Homepage der NASA frei erhältlich (ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/). Es war notwendig, die Höhenwerte der Punkte der einzelnen Archäologie-Shapes aus dem SRTM-Rasterdatensatz abzugreifen. Im Internet ist dazu das ArcGis©-Tool „GridSpot“ frei erhältlich, wo durch die Angabe der Quelldateien automatisch die Zuordnung der Rasterzelleneigenschaft (Integer-Werte) zu einem dazugehörigen Shape-Punkt erfolgt. Diese Informationen finden sich dann in der Spalte „SPOT“ im Archäologie-Shape.

Für die relative Lage der Siedlungsplätze über der Tiefenlinie muss noch deren höhenmäßiger Verlauf bekannt sein. Die Tiefenlinien wurden als Linien-Shape digitalisiert, in Punkte umgewandelt und über GridSpot mit dem SRTM-Rasterdatensatz verschnitten. Damit lagen für jeden Punkt im Fluss und jeden Siedlungsplatz Höhenwerte aus einer einheitlichen Quelle vor. Durch das grobe SRTM-Raster von 90 m entstehende Ungenauigkeiten waren für die Zielsetzung der Untersuchung jedoch nicht von Bedeutung. Im nächsten Schritt erfolgte eine Zuordnung der einzelnen Siedlungspunkte zum nächstgelegenen Punkt im Flussbett. Dazu wurde mit der Funktion „join“ das jeweilige Siedlungsplatz-Shape mit dem Punktshape des Flusses in Beziehung gesetzt, so dass dem jeweiligen Sied-

lungspunkt die Höheneigenschaft des nächstgelegenen Flusspunktes zugeordnet wurde. Anschließend wurde die Differenz aus Siedlungshöhe und Flusspunkthöhe errechnet. Damit war das Ziel, die relative Höhenlage eines Siedlungspunktes über dem Fluss zu bestimmen, erreicht.

Neben der dem Arbeitsgebiet eigenen vertikalen Differenzierung der Siedlungsplätze ist an einem oszillierenden Wüstenrand aber in erster Linie eine Differenzierung entsprechend der jeweiligen Lage des Wüstenrandes zu erwarten. Deshalb wurde zusätzlich noch die Entfernung der einzelnen Siedlungspunkte von der Küste bestimmt.

Die Ergebnisse wurden, nach archäologischen Phasen getrennt, zweidimensional dargestellt, wobei die Entfernung zur Küste, also die horizontale Verschiebung des Wüstenrandes sowie die relative Höhe über dem Talgrund, gegeneinander aufgetragen wurden, wodurch sich Siedlungsplätze mit lokaler Niederschlagsversorgung von Oasen-gebundenen Siedlungsplätzen unterscheiden lassen. Die Darstellung ist auf Grund der großen Maschenweite des SRTM-Höhenmodells jedoch mit zahlreichen Fehlern behaftet. Die beschriebene Analyse sollte deshalb bei einer künftigen Verfügbarkeit eines höher aufgelösten Höhenmodells nochmals durchgeführt werden.

Schließlich wurde die Lage der Siedlungen in der Landschaft in Erdas© Imagine 8.7 mit der Virtual Gis-Erweiterung dreidimensional dargestellt.

5 Ergebnisse

Grundlage der Rekonstruktion der Paläoumweltverhältnisse im Raum Palpa war die Untersuchung und Interpretation verschiedener Sedimentarchive, die von den jeweils dominanten geomorphologischen Formungsprozessen zeugen. Auf Grund der Vielfalt an Archiven war es nicht nur möglich, Veränderungen des Landschaftsbildes in präkolumbischer Zeit zu rekonstruieren, vielmehr konnten auch bis ins Pleistozän zurückreichende Zeitscheiben mit bearbeitet werden, so dass eine umfassende Rekonstruktion der Wüstenrandverlagerungen im Mittel- und Frühholozän, in Ansätzen sogar im Pleistozän möglich war.

Im folgenden Kapitel werden diese Ergebnisse in einer räumlichen und, soweit möglich, auch **chronologischen Abfolge** beschrieben. Grundlage der räumlichen Untergliederung ist die Tatsache, dass die verschiedenen Landschaftseinheiten (s. Abb. 18) und die klimaabhängigen geomorphologischen Prozesse, die ihre Formung prägten, grundsätzlich bestimmten zeitlichen Formungsabschnitten zugeordnet werden können. Um einen leichteren Zugang zur wechselhaften quartären Umweltgeschichte dieses Raumes zu erhalten, erfolgen Ergebnispräsentation und Interpretation der einzelnen Archive jeweils unmittelbar aufeinander. Der Synthese bleibt dann vorbehalten, die einzelnen Archive gemeinsam in einen paläoklimatischen Gesamtzusammenhang zu stellen.

5.1 Zeugnisse känozoischer Tektonik in der peruanischen Küstenkordillere

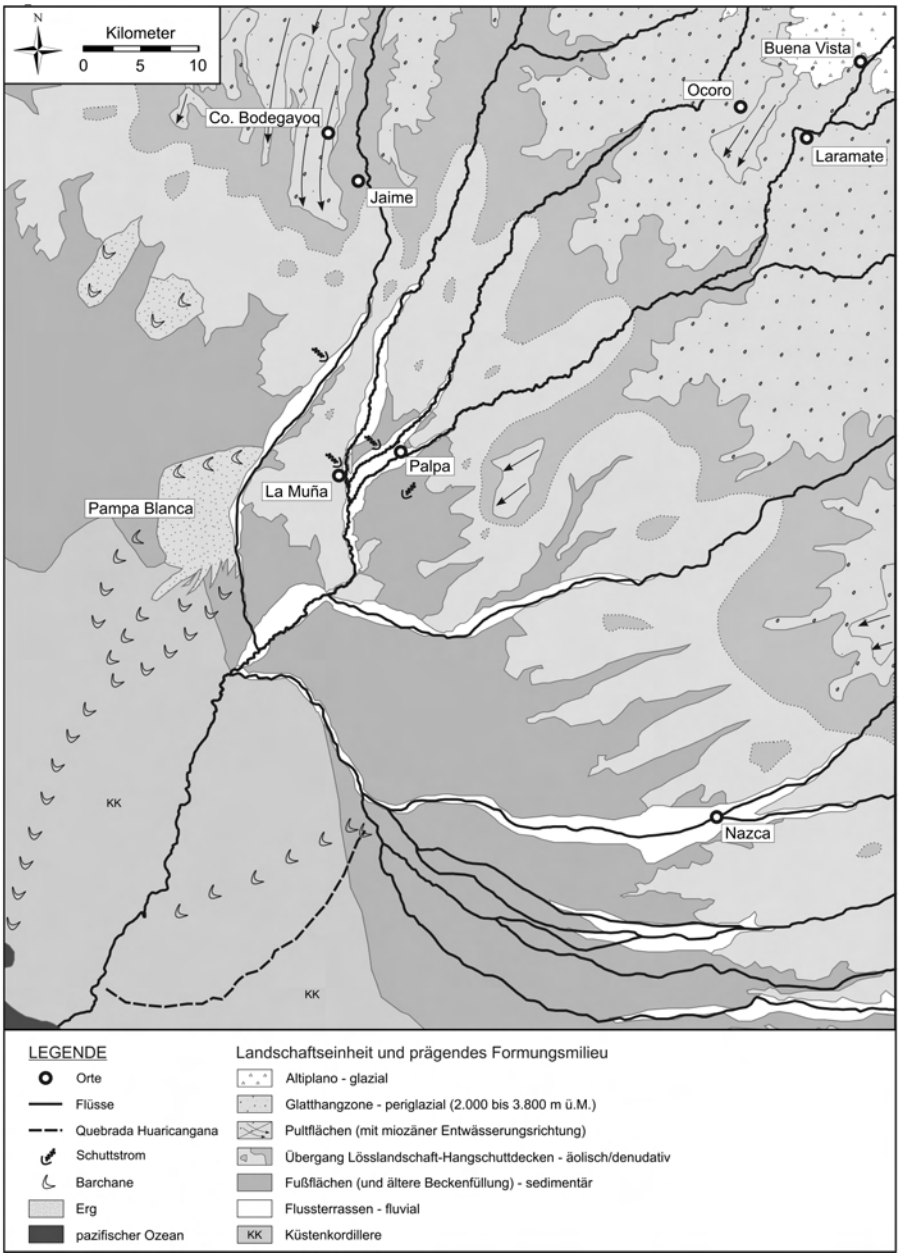
Aufgrund seiner Lage an einem aktiven Kontinentalrand ist das Arbeitsgebiet während des ganzen Känozoikums tektonischen Bewegungen unterworfen gewesen. Der Bereich der Andenwestflanke sowie der Küstenkordillere war einer starken Hebung ausgesetzt. Im Bereich der Quebrada Huaricangana, einem Trockental, über welches ursprünglich das östliche Becken von Ica-Nazca direkt zum Pazifik hin entwässerte, wird dabei ein in seinem Ausmaß sehr unterschied-

licher Hebungsumfang deutlich. Da mit der Küstensiedlung Monte Grande (s. Abb. 2) ein archäologisch bedeutender Fundort in räumlich enger Beziehung zur Quebrada Huaricangana liegt, wurde die Hypothese aufgestellt, das Trockental führte zu präkolumbischer Zeit noch Wasser. Damit wäre der direkte Weg aus dem Gebiet um Nazca zur Küste entlang eines Flusses verlaufen.

Dies kann angesichts des Längsprofils der Quebrada Huaricangana jedoch ausgeschlossen werden (s. Abb. 19). Angelegt wurde das Tal nach der Sedimentation der hier anstehenden Formación Pisco, also nach dem oberen Miozän bis einsetzenden Pliozän. Das Tal steigt gegen sein ursprüngliches Gefälle anfangs von 380 m ü.M. zu seinem Scheitelpunkt auf 485 m ü.M. an. Im weiteren Verlauf fällt es bald steil ab, mehrere Stufen zeigen Verwerfungen an. Angesichts von Hebungsbeträgen von 1 m/ka (SÉBRIER ET AL. 1988, 102) muss eine Hebung von über 100 m, wie sie im Scheitelbereich des Tales erfolgte, schon vor ungefähr 100.000 Jahren zu einem Trockenfallen geführt haben. Diese Abschätzung wird relativstratigraphisch bestätigt, da der Talbeginn unter Fanglomeraten ausläuft, welche einige zehntausend Jahre jünger sind (s. Abschnitt 5.2).

Für den Bereich der nordchilenischen Küstenkordillere um 19,5°S sind spätestens seit dem Miozän hyperaride Verhältnisse nachgewiesen (DUNAI ET AL. 2005, 322). Unter diesen Verhältnissen erfolgte seither keine nennenswerte Überprägung der dortigen Vorzeitformen, nachfolgende Niederschlagsereignisse lösten keine signifikante Erosion aus. DUNAI ET AL. (2005, 323) nimmt für derartige Verhältnisse lediglich eine Denudation von unter 0,1 m/Ma an, bei einer Hebungsrate von durchschnittlich 40 m/Ma. Damit gehört diese Landoberfläche mit zu den ältesten dauerhaft exponierten Oberflächen der Erde (siehe dazu DUNAI ET AL. 2005), was in ähnlichem Umfang auch für Bereiche der Küstenkordillere in Peru gilt. Auf Grund der hyperariden Verhältnisse erklärt sich das Fehlen von Seitentälern, was auf einen diarheischen Charakter der Quebrada schliessen lässt.

Abb. 18 ***(auf der nächsten Seite)*****:** Landschaftliche Großeinheiten im Arbeitsgebiet. Die zeitliche Einordnung der jeweils archivbildenden Prozesse erlaubt die Rekonstruktion der jeweiligen Paläoumweltverhältnisse. Die unterbrochene Linie markiert den Verlauf des Längsschnittes durch die Quebrada Huaricangana (vgl. Abb. 19).


N
Kilometer
0 5 10
Buena Vista
Ocoro
Co. Bodegayoq
Laramate
Jaime
Palpa
La Muña
Pampa Blanca
KK
Nazca
KK
LEGENDE
Orte
Flüsse
Quebrada Huaricangana
Schuttstrom
Barchane
Erg
pazifischer Ozean
Landschaftseinheit und prägendes Formungsmilieu
Altiplano - glazial
Glatthangzone - periglazial (2.000 bis 3.800 m ü.M.)
Pultflächen (mit miozäner Entwässerungsrichtung)
Übergang Lösslandschaft-Hangschuttdecken - äolisch/denudativ
Fußflächen (und ältere Beckenfüllung) - sedimentär
Flussterrassen - fluvial
KK Küstenkordillere

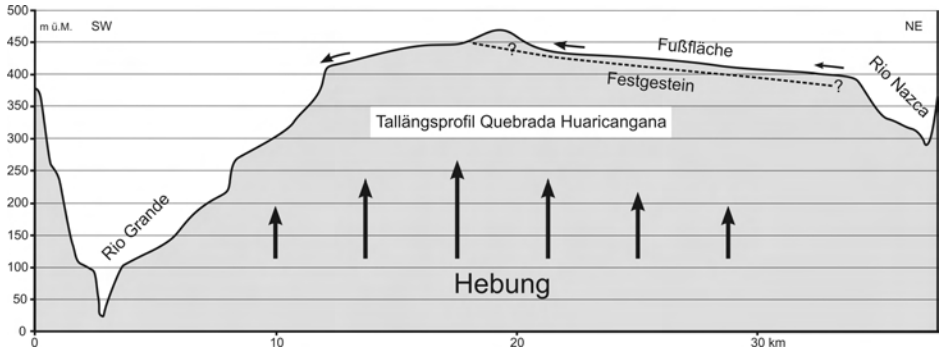


Abb. 19: Tallängsprofil der Quebrada Huaricangana zwischen dem Lauf des Rio Grande und den Zuflüssen des Rio Nazca (zur Lage der Profillinie s. Abb. 18). Der östliche Teil der Quebrada hat sich post-Pliozän in die Formation Pisco eingeschnitten und wurde später durch geringmächtige Fanglomerate verschüttet, während der westliche Teil bald steil zum Rio Grande hin abfällt.

5.2 Die Fußflächen – Zeugnis semiarider Verhältnisse

An die Andenwestflanke schließen sich ausgedehnte Fußflächen (Pampas) an, die auf das Beckentiefste ausgerichtet sind. Sie sind Zeugnis semiarider Verhältnisse im Arbeitsgebiet. Die Fanglomerate liegen erosionsdiskordant der hellen, pliozänen Beckenfüllung auf (Fm. Changuillo, s. Abb. 20). Das letzte Schichtflutereignis im Bereich von Palpa erfolgte zwischen 56.7 ±4.2 ka (GREILICH ET AL. 2005, 663) und 45.48 ±3.98 ka (Probe Pe 011, EITEL ET AL. 2005, 148), wie OSL-Datierungen der obersten Sedimentlagen ergaben. Im Bereich der Flusstäler sind sie deutlich mächtiger als im Bereich der Pampas. Dies belegt, dass eine primäre Einschneidung der Flusstäler noch vor der letzten Fußflächenüberprägung mit der Schüttung der Fanglomerate angelegt wurde. Dieses Paläorelief wurde anschließend mit Fanglomeraten wieder verschüttet und heute durch die erneute Einschneidung der Flüsse wieder ausgeräumt.

Die Fußflächen setzen sich aus höchstens einigen Zehnern von Metern mächtigen Fanglomeraten, bestehend aus grob gerundeten Blöcken und Schutt, zusammen, die in einer überwiegend grau-gelblichen schluffigen Matrix eingebettet sind. Diese Charakteristika hat auch MORTENSEN (1927, 23) für die Fuß-

Abb. 20: Geringmächtige Fanglomerate (F) westlich des Rio Palpa über der hellen pliozänen Beckenfüllung der Fm. Changuillo (C). Links im Bild stehen kretazische Kalksteine der Grupo Casma an. Die starke Vermengung gut gerundeter und kantiger Komponenten zeugt von einer geomorphologischen Aktivitätsphase, die sowohl den Andenfuß wie auch das Hinterland erfasste. Im Bereich der Flussoasen sind die jungen Fanglomerate mächtiger entwickelt, da hier alte Talvoranlagen plombiert wurden, welche in die pliozänen Beckenfüllungen eingeschnitten waren.

flächen der chilenischen Atacama beschrieben. Vereinzelte Gerölle zeugen von einer Schotterkomponente, die aus den Andentälern stammt. Das übrige Material ist das Produkt einer frostmechanisch-ariden Verwitterung an der Andenwestflanke, verbunden mit einer hohen Schluffproduktion, und stammt zum Teil von den höher liegenden Glatthängen (s. Abschnitt 5.5.2). Dies spiegelt sich in der Korngrößenverteilung der Feinfraktion der Fußflächen wider: Der Anteil der Schluff- bis Feinsandfraktion eines Glatthangs der argentinischen Anden beträgt nach STINGL & GARLEFF (1983, 204) 64 %, der der gesamten Schluff- und Sandfraktion sogar 83 %, mit einem Korngrößenmaximum von Grobschluff und Feinsand von jeweils über 20 %. Die Korngrößenverteilung der untersuchten Fanglomerate im Arbeitsgebiet ist in Tab. 4 dargestellt. Vergleicht man die Werte mit den Fanglomeraten des Arbeitsgebietes, so fällt die direkte Übereinstimmung mit den gU-Gehalten auf, wenn auch ein größerer Anteil auf die fS-Fraktion entfällt. Eine Ursache dafür sind die großflächig in der Andenwestflanke anstehenden Sandsteine der Formation Labra, deren Verwitterungsprodukte zu einer Anreicherung mit Sand beitrugen. Die Fanglomerate am Vizcas-Tal (Pe 205/2) zeigen diese erhöhten Sandgehalte dagegen nicht, da im dortigen lokal eng begrenzten Liefergebiet nur Subvulkanite und Kalksteine anstehen. Damit gibt das Korngrößenspektrum der Fanglomerate einen ersten Hinweis auf die Herkunft der verschiedenen sandig-schluffigen Sedimente im Arbeitsgebiet.

Tab. 4: Vergleich der Korngrößenverteilung (Feinfraktion) eines Glatthangs der argentinischen Anden (STINGL & GARLEFF 1983, 204) und der Fanglomerate aus dem Arbeitsgebiet. Die große Ähnlichkeit im Korngrößenspektrum weist auf deren Liefergebiet hin – die angrenzenden Verwitterungsschuttdecken und Glatthänge der Andenwestflanke. Die höheren Feinsandgehalte der Proben Pe 008 und Pe 011 sind auf die in deren Liefergebiet dominanten Sandsteine zurückzuführen, während oberhalb von Pe 205/2 lediglich Subvulkanite und Karbonate anstehen.

	U bis fS in %	U und S %	Anteil gU (%)	Anteil fS (%)
Glatthang Argentinien (STINGL & GARLEFF 1983)	64	83	>20	>20
Pediment St. Cruz-Tal Pe 008	82	87	21	47
Pediment Palpa Pe 011	80	88	18	43
Pediment Vizcas-Tal Pe 205/2	66	87	20	29

Die Oberfläche der Fußflächen sind von einem Wüstenpflaster bedeckt. Nach der Sedimentation der Fanglomerate wurde in den obersten Zentimetern das Feinmaterial ausgeblasen und die groben Klasten und Gerölle blieben als Residuum zurück, so dass eine Hamada entwickelt ist. Darunter hat sich ein mehrere Zentimeter mächtiger Vesikularhorizont entwickelt. Heutzutage ist die Deflation weitgehend zum Erliegen gekommen, vor allem aus dem Bereich der Flusstäler und aus dem Litoralbereich wird noch Material äolisch umgelagert.

Aktuell liefert die Verwitterung nur wenig frisches Feinmaterial nach. Östlich der Küstenkordillere ist eine ausgeprägte Vergrusung des Wüstenpflasters nur selten festzustellen. Offenbar fehlen Feuchtigkeit und Salze, um die Gesteine physikalisch zu zersetzen. Als Erklärung für die geringe Wirksamkeit der Verwitterung ist die starke Trockenheit im Lee der Küstenkordillere anzusehen, welche das Vordringen von Küstennebeln verhindert. MORTENSEN (1927, 130) konnte umgekehrt in der Wüste um Tacna (18°S) auf Grund der dortigen saisonalen Nebelniederschläge eine starke Vergrusung feststellen. Hier wie dort kommt der Küstenkordillere die Funktion einer Wetterscheide zu, so dass er den Bereich der Binnenwüste als „küstennahe Wüste“ bezeichnet und nur bei einem Fehlen der Küstenkordillere von einer echten „Küstenwüste“ spricht.

Lediglich einzelne Granodioritgerölle vergrusen stark, vermutlich begann deren Zersetzung schon vor langer Zeit, bevor sie auf die Fußflächen transportiert wurden. Ihr Ursprung sind alte Schuttströme in den Andentälern, die während der Fußflächenbildung verschüttet wurden, heute wieder freigelegt und ebenfalls stark zerrüttet sind.

Der Wüstenlack als Altersindikator der Landoberfläche

Auffallend ist die Variabilität der Wüstenlackentwicklung im Bereich der Fußflächen und Quebradas, die eine zeitliche Differenzierung erlaubt. Großräumig kann die Wüstenlackausprägung petrographisch bedingt sein, überwiegend sind die offensichtlichen Farbunterschiede aber auf die Umlagerung des Wüstenpflasters zurückzuführen. Anhand der Intensität des Wüstenlacks lassen sich deshalb leicht jüngere lokale Überformungsphasen ausmachen: Hellere Bereiche innerhalb der Rinnen und Quebradas sind das Resultat einer Umlagerung des Sediments, so dass die helle Unterseite der Steine aufgedeckt wurde bzw. bislang begrabene Steine an die Oberfläche gelangten (s. Abb. 12). Diese jüngeren Umlagerungen waren nicht von lokalen Niederschlägen gesteuert, sondern müssen in der nahe liegenden Andenwestabdachung nieder gegangen sein, da die helleren Bereiche an den Talausgängen der Andenwestflanke ansetzen und insbesondere die Kastentäler der Quebradas deutlich differenzieren. Außerdem sind die labilen Hänge der Fußflächen durch eine ältere, weil dunklere Wüstenlackausprägung gekennzeichnet, was von der lang anhaltenden Stabilität der Oberfläche zeugt. Jüngere lokale Niederschlagsereignisse hätten der Oberfläche einen helleren Charakter gegeben.

Damit lassen sich verschiedene Phasen der Oberflächenformung ausmachen:

- dunkle Bereiche mit lang anhaltender Wüstenlackenwicklung auf den Flächen und Abhängen des Hauptfußflächenniveaus;
- dunkle Bereiche innerhalb der Quebradas (vermutlich Glacisterrassenphase, s. Abschnitt 5.3);
- graue Bereiche jüngerer Überprägung, aufgrund erhaltener Geoglyphen prä-nascazeitlich;

- schmale hellgraue Bereiche jüngster Überprägung mit zerstörten Geoglyphen (post-nascazeitlich);
- sehr helle schmale Rinnen mit rezenter episodischer Wasserführung und kontrahierter Buschvegetation (*Bulnesia retama*).

Stellenweise ist das Wüstenpflaster von Löss bedeckt. Hier hat sich zuvor nur ein schwacher Wüstenlack entwickelt. Frei exponierte benachbarte Steine zeigen jedoch einen tief dunklen Wüstenlack. Daraus geht hervor, dass

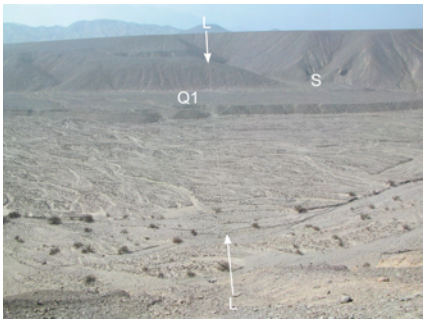
- schon vor Beginn der Lösssedimentation zeitweise aride Bedingungen vorherrschten, die zur Wüstenlackbildung führten;
- nach der Erosion der Lössdecke derartige Prozesse entweder unter noch günstigeren Verhältnisse abliefen oder länger andauerten als in der pleistozänen Phase, sofern vorhandener Wüstenlack während der Feuchtphase der Lössgenese nicht wieder zersetzt wurde.

Für den Zeitraum der holozänen Wüstenlackentwicklung standen, eine rasche Lösserosion vorausgesetzt, maximal 4.500 Jahre zur Verfügung. Offenbar reicht dies aus, um einen intensiven Wüstenlack zu bilden.

Zur Abschätzung der Prozessgeschwindigkeit kann nun der archäologische Kontext Hinweise liefern, da bei der Anlage der Geoglyphen vorhandenes Wüstenpflaster entfernt wurde und mitunter die lackfreie Unterseite der Steine freigelegt wurde. Dazu ist festzustellen, dass sich hier seit Anlage der Geoglyphen ein neuer Wüstenlack entwickeln konnte, der jedoch noch nicht die Reife der ungestörten Steine erreicht hat. Daraus wird geschlossen, dass zur Ausprägung des intensiv dunklen Wüstenlacks Jahrtausende nötig sind.

5.3 Die Zertalung der Fußflächen – Anzeichen einer Aridisierung

Vor ca. 45.000 Jahren war die Bildung der Fußflächen abgeschlossen, in einer anschließenden erosiven Phase tieften sich die Flüsse und Quebradas in die Fußflächen ein und räumten die Täler wieder aus. Angesichts der geographischen



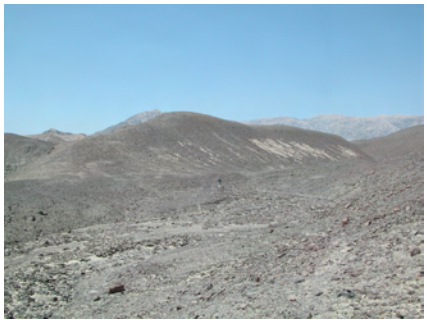
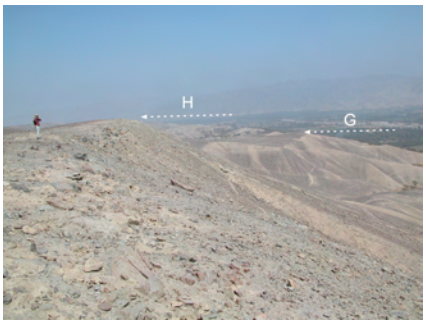


Abb. 21: Das ältere Niveau der Quebradaterrassen (Q1), möglicherweise um 26.000 v.h. Darauf auslaufend ein auf Grund der intensiven Wüstenlackbildung alter Schuttstrom (S), vermutlich aus der Phase um 13.000 v.h. (L) markiert den Verlauf einer Geoglyphe durch die Quebrada. Zur Lage der Lokalität siehe Abb. 49 **(links)**.

Abb. 22: Mittelholozäne Lössreste auf Fanglomeratschutt südöstlich von Palpa (Pe 223). Ihre Erhaltung zeugt von einer dauerhaften Stabilität der Landoberfläche. Unter der Lössdecke ist der Wüstenlack deutlich schwächer ausgeprägt, die heute dunklen Oberflächen sind also eine (Weiter-)Bildung der letzten max. 4.500 Jahre **(rechts)**.

Rahmenbedinungen ist daraus auf eine Aridisierung der Landschaft zu schließen, während der das Niederschlagsregime keine weitere Flächenbildung mehr zuließ. Vielmehr führten einzelne heftige Abflussereignisse zu einer Zerschneidung der Fußflächen, gespeist aus Niederschlägen in der Andenwestflanke, die den Andenfuß nicht mehr erreichten. Zeugnis dafür sind die durch Wüstenlackbildung dunkel gefärbten, schon lange inaktiven Oberflächen der Fußflächen im Bereich kleinerer Quebradas, während in solchen mit weiter nach Nordosten reichendem Einzugsgebiet noch längere Zeit eine Überprägung der Flächen erfolgte.

Anhand des geomorphologischen Formenschatzes lässt sich dieser Zeitraum nochmals untergliedern: Ein tiefer liegendes Glacisterrassenniveau zeigt, dass es nach einer ersten erosiven Phase noch eine weitere Phase der Taleinschneidung gegeben hat (s. Abb. 23), gleichbedeutend mit einer positiven hygrischen Fluktuation. Im St. Cruz-Tal konnte dieses Niveau auf 26,35 ±2,37 ka (unveröffentliches OSL-Feinkornalter, mündl. Mitt. A. KADEREIT, HDS-1331) datiert wer-



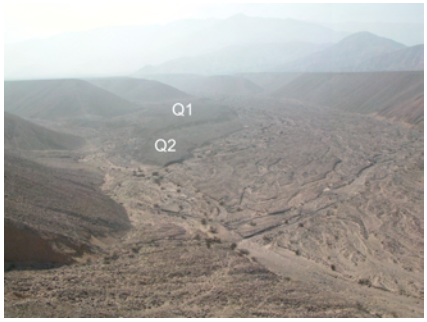


Abb. 23: Hauptniveau der Fußflächen (H) und das Glacisterrassenniveau (G) an der Hazienda Vizcas östlich von Palpa **(links)**.

Abb. 24: In das Hauptniveau der Fußflächen eingeschnittene Quebrada **(rechts)**. Innerhalb der Quebrada sind zwei ältere Terrassenniveaus erhalten, die sich mit ihrem dunklen Wüstenpflaster von den jüngeren Rinnen absetzen. Möglicherweise sind die ältere Terrasse (Q1) und die Glacisterrasse in der selben Phase vor ca. 26.000 Jahren entstanden, die jüngere (Q2) vor ca. 13.000 Jahren, vgl. auch Abb. 54.

den, was den Beginn der Erosionsphase markiert. In größeren Quebradas zeigt sich diese möglicherweise im zeitgleichen Trockenfallen eines oberen Terrassenniveaus (Q1, s. Abb. 24), spätere erosive Phasen gliederten die Quebradas noch in ein unteres Terrassenniveau (Q2) sowie in jüngere Bereiche der Umlagerung und Akkumulation. Abgeschlossen war diese Phase der erosiven Talbildung noch vor Beginn der Paracas-Zeit, wie entsprechende archäologische Spuren im Talbereich zeigen. Damit war die Bildung der geomorphologischen Großeinheiten, die das Landschaftsbild heute noch bestimmen, abgeschlossen.

5.4 Die Schuttstromdynamik als Zeichen humiderer Verhältnisse

In der Folgezeit kam es unter den gegebenen ariden Verhältnissen an den Hängen zur Akkumulation großer Mengen an Verwitterungsschutt. Dabei ereigneten sich kleinere Massenbewegungen, die am Ausgang größerer Hangrunsen zur Ablagerung von Schuttströmen führten. Aufgrund der räumlichen Verteilung der Schutt-

ströme müssen dazu lokale Niederschläge gefallen sein. Solche Schuttströme (Huaycos) laufen u.a. auf das oberste Quebrada-Terrassenniveau aus (Q1 in Abb. 49) und sind durch das nächst jüngere Niveau angeschnitten (Abb. 21), welches jedoch ein ähnliches Entwicklungsstadium der Wüstenlackbildung zeigt. Im St. Cruz-Tal wurde ein typischer Schuttstrom datiert, die letzte Belichtung des Sediments erfolgte vor 14–11,3 ka (HDS-1478a, mündl. Mitt. A. KADEREIT, s. Tab. 23 im Anhang). Die Bildung des Terrassenniveaus Q1 (s. Abb. 24) ist dann möglicherweise dieser Phase zuzuordnen.

Diese Großformen der Schuttströme wurden in späterer Zeit noch mehrfach überprägt. Die zugehörigen geomorphologischen Einheiten werden im Abschnitt 5.9.4 beschrieben.

5.5 Der glaziale und periglaziale Formenschatz im Arbeitsgebiet

Der hochandine Teil des Arbeitsgebietes ist geprägt von einem kaltzeitlichen Formenschatz. Erstmals wurde dieser in der Region durch die Arbeiten von DORNBUSCH (1997) auf der Pampa Galeras östlich von Nazca beschrieben (s. Abb. 12). Im Zuge des NTG-Projektes wurde im Rahmen einer Diplomarbeit (ZAJICEK 2006) der Formenschatz im nordwestlichen Anschluss im Raum Laramate aufgenommen.

5.5.1 Die andinen Hochflächen

Die andinen Hochflächen im Arbeitsgebiet können in zwei Einheiten untergliedert werden:

- das im Pleistozän glazial überformte, sich oberhalb von 3.800 m ü.M. erstreckende Flachrelief des nördlichen Altiplano;
- die unterhalb dieser Höhenlage im damaligen Periglazialbereich anschließenden subandinen Pultflächen, die als Reste einer einst tiefer liegenden, miozänen Landoberfläche durch ein auffällig paralleles Entwässerungssystem auffallen.

Im Zuge der Hebung des Andenkörpers wurden diese überwiegend aus Tuffen aufgebauten Flächen auf ihre heutige Position angehoben, die in den Anden entspringenden Flüsse schnitten sich seither tief ein. Die subandinen Pultflächen wurden teils rückwärtig erodiert, die vorhandenen (post-)miozänen parallel verlaufenden Täler geköpft (s. Abb. 27, Markierung „A“). Eine relativ junge Talanlage im Rahmen einer randglazialen pleistozänen Entwässerung kann dabei ausgeschlossen werden, da auch tief liegende, isolierte Flächenreste dieses parallele Talsystem aufweisen. Die andenwärtige Fortsetzung dieser Flächen zeigt scharf davon getrennt eine gänzlich andere Oberflächengestalt (Markierung „C“). Hier wurde die alte Zertalung in den wenig widerstandsfähigen Tuffen gänzlich glazial überprägt. Das flachwellige Relief ist von Grundmoränenmaterial bedeckt, stellenweise tritt das glazial überschliffene Anstehende zutage (s. Abb. 25 und 26). Im Übergangsbereich beider Landschaftseinheiten lassen quer verlaufende Rinnen eine sub- oder randglaziale Entwässerung vermuten. Sie münden in die wenigen, stärker eingetieften Täler der subandinen Pultflächen, welche die glazialen Schmelzwässer abführten. Aufgrund der dominant vulkanischen Gesteine, des Reliefs und der klimatischen Verhältnisse enthalten die glazialen Ablagerungen nur wenig an Grobmaterial. Vielmehr wurden Aschen und Tuffe bis zur Schluffkorngröße zerkleinert und in dieser Form ins Vorland transportiert.

Anhand der Verbreitung des glazialen und periglazialen Formenschatzes wurde für den Nordosten des Arbeitsgebietes die Hypothese einer flächenhaften Vereisung aufgestellt, die bis ca 3.800 m ü.M. reichte (ZAJICEK 2006, 78) und damit mit der Grenze beider Landschaftseinheiten zusammenfällt. In den in die Hochfläche eingeschnittenen Tälern reichte die Vereisung in Form kurzer Talgletscher noch bis zu 150 m tiefer, wie zahlreiche Zungenbecken belegen (s. Abb. 31). Bezeichnend ist der abrupte Wechsel der Talform von breiten Trogtälern hin zu steileren Kerbtälern. Tiefe Trogtäler analog z.B. zu den Alpen konnten sich aufgrund der geringen Reliefunterschiede und der damit geringeren Konzentration von Eismassen in den Tälern nicht entwickeln. Auch die Moränen sind weniger ausgeprägt.

Im breiten Tal des Rio Atocata nordöstlich von Laramate blieb ein Endmoränenwall erhalten, hinter dem sich nach Abschmelzen der Eismassen ein flacher See bildete. Dort abgelagerte organische Reste konnten numerisch datiert werden (s. Abb. 28 und 32). Ihre Sedimentation fällt in den Zeitraum von 11.600–11.330 cal a BP (Pe 402, HD-24813). Anschließend wurden sie von einem schluffigen

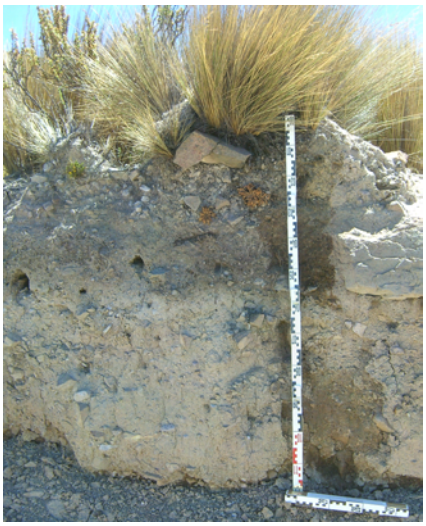


Abb. 25: Grundmoräne auf der Pampa Galeras. Der kantige Schutt lässt auf einen kurzen Transportweg schließen **(links)**.

Abb. 26: Glazial überschliffenes Festgestein in der Grundmöränenlandschaft des nördlichen Altiplano **(rechts)**.

Sediment verschüttet, was auf einen nahe liegendes Rückzugsstadium schließen lässt. Im Zuge der weiteren präborealen Erwärmung taute das Eis anschließend schnell ab, Rückschmelz-Schotter und schließlich sandige Substrate kamen zur Ablagerung. Bis heute schneidet sich der Rio Atocata in diese Zungenbeckenfüllung ein. Die letzte Talvergletscherung fällt also höchst wahrscheinlich in die Jüngere Dryas, was für die Westflanke der Anden in diesen Breitengraden bislang unbekannt war.

5.5.2 Die Täler der Andenwestflanke

Die obersten Talbereiche der Andenwestflanke waren bis zum Ende der Jüngeren Dryas also von Talgletschern eingenommen, deren Untergrenze lag bei durchschnittlich 3650 m ü.M., wie Vergleiche verschiedener Tallängsprofile ergeben haben. Diese Positionen sind durch einen markanten Gefällsknick gekennzeich-

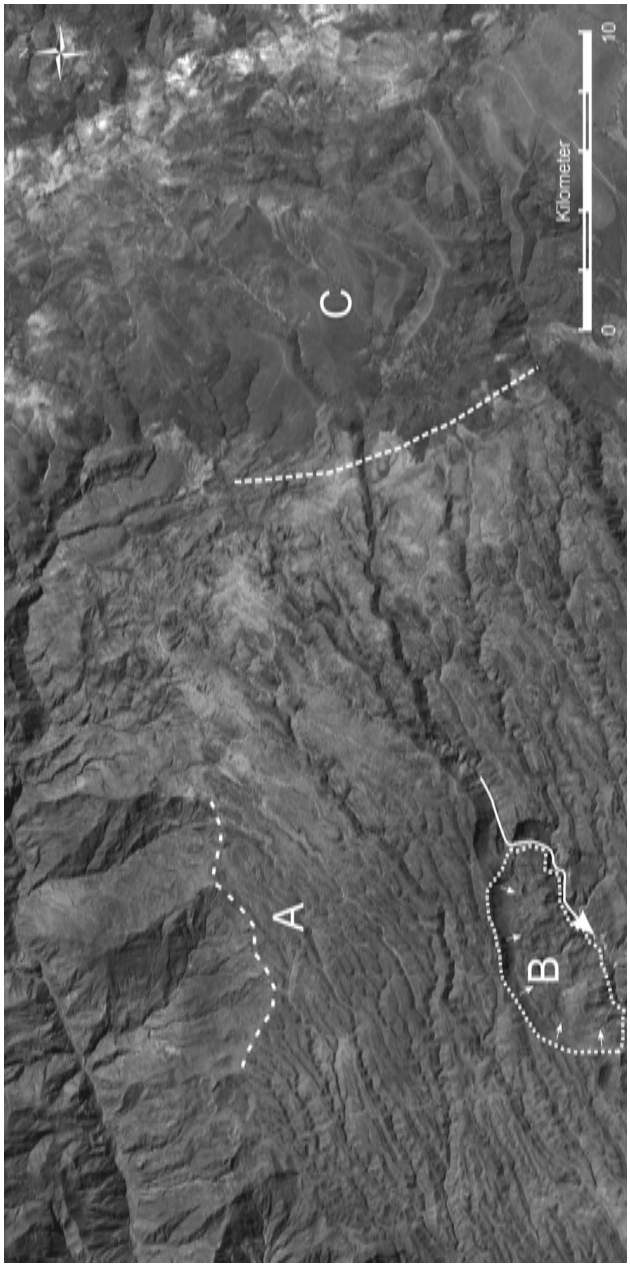


Abb. 27: LANDSAT-Bild der von miozänen vulkanischen Aschen der Grupo Nazca aufgebauten subandinen Pultflächen nordöstlich von Nazca. Zur Lage des Ausschnitts siehe Abb. 12. Zeugnis für das Alter der Oberflächenformung sind geköpfte Täler bei (A), ein typisches Merkmal der andinen Täler sind Bergstürze wie bei (B), während bei (C) die Grenze der glazialen Überformung der subandinen Pultflächen als scharfe Grenze zu erkennen ist. Satelittenbild: LANDSAT 7-Szene 005/070 vom 22.6.2000, panchromatischer Kanal.

Abb. 28: Endmoräne (M) und Zungenbecken (Z) im Tal des Rio Atocata nordöstlich von Laramate, Blickrichtung Nord.

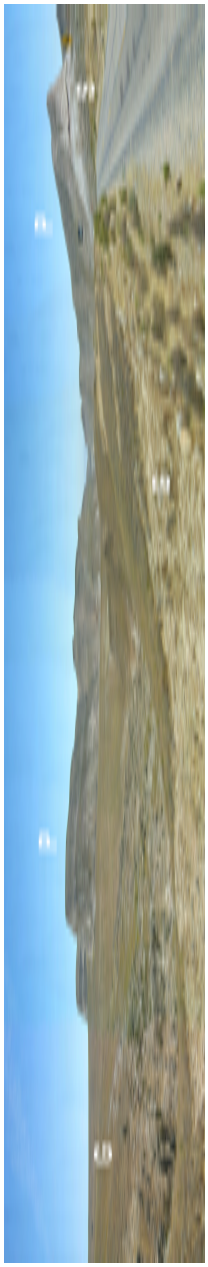


Abb. 29: Eisrand auf der Pampa Galeras am Übergang zu den subandinen Pultflächen. Während das flachwellige Relief im Vordergrund eine Grundmoränenlandschaft darstellt (G), sind die in Richtung Küste einsetzenden Täler der subandinen Pultflächen (P) schon im Miozän angelegt worden. Sie wurden glazial überprägt, an den Unterhängen findet sich eine geringmächtige feinkörnige graue Seitenmoräne (S). Blickrichtung nach Süden zur Küste.

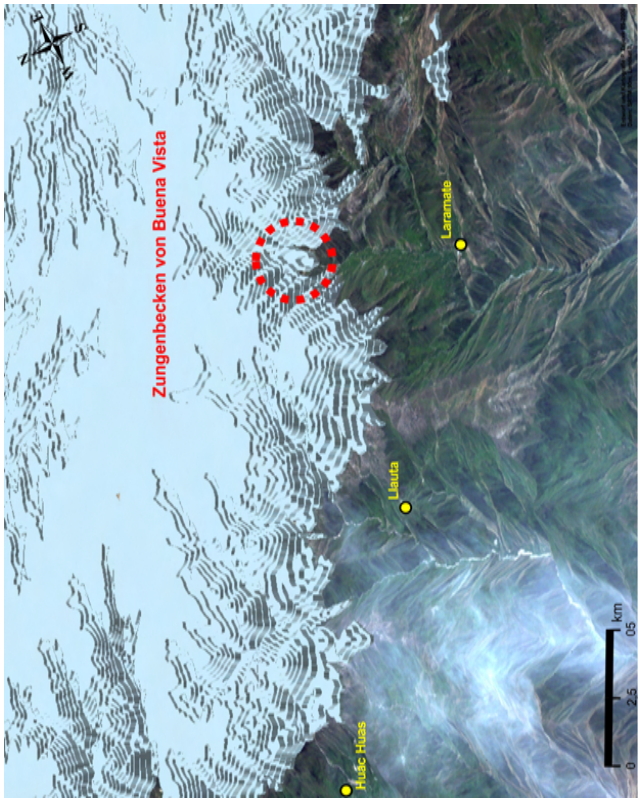


Abb. 30: Aufschluss im Zungenbecken von Buena Vista, gegliedert in Vorstoßschotter (V), Grundmoräne (G), Seeboden (S), Rückschmelzschotter (R) und Sandablagerungen mit Bodenbildung (B) . Siehe auch Abb. 32.

Abb. 31: Hypothetisches Ausmaß der spätpleistozänen Plateauvergletscherung (ZAJICEK 2006, 69). Demnach waren die Bereiche oberhalb von 3800 m ü.M. schnee- oder eisbedeckt, randliche Talgletscher reichten bis 3.700 m ü.M. hinab.

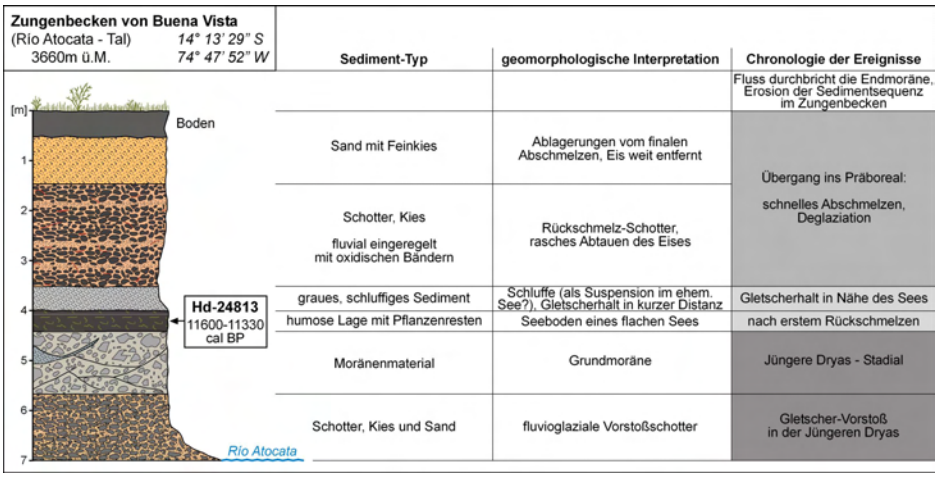


Abb. 32: Schematischer Schnitt durch die Zungenbeckenfüllung von Buena Vista, NE von Laramate. Darstellung: V. SCHNIEPP.

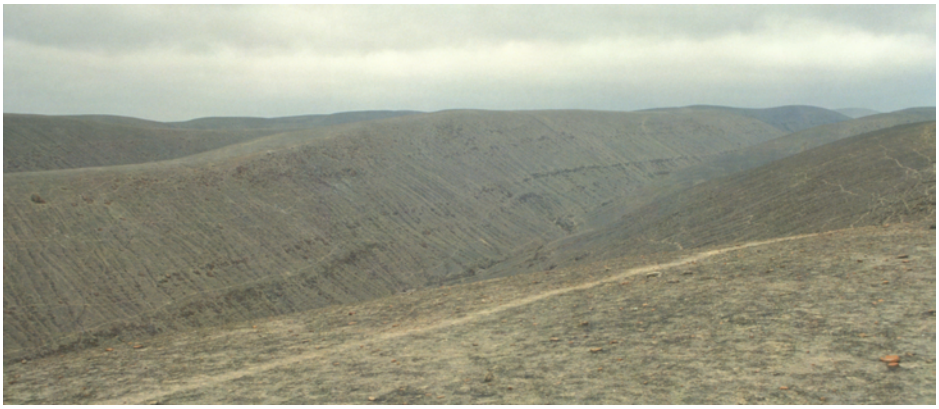


Abb. 33: Glatthang als pleistozäne Überprägung der miozänen Rumpfflächentälchen auf einer lössbedeckten, subandinen Pultfläche (Cerro Bodegayoq). Typischerweise ragen einzelne widerständigere pyroklastische Lagen aus der Hangschuttdecke heraus. Foto: B. EITEL.

net (ZAJICEK 2006, 61). Eine weitere Gruppe von solchen Gefällsknicken liegt bei durchschnittlich 3.260 m ü.M. und markiert vermutlich eine ältere Eisrandlage. Der schmale Bereich zwischen Talgletschern und den eisfreien Talhängen unterhalb von 3.800 m ü.M. wurde von einem Stockwerk der Nivationswirkung eingenommen, welches sich heute in steilen Wänden und einem schroffen Felsrelief ausdrückt, bedingt durch die Frostverwitterung.

An den talwärtigen Hängen wirkte die Formung unter periglazialen Verhältnissen. Hier kam es zur Glatthangentwicklung nach SPREITZER (1957), der beherrschenden Mesoform der arid-semiariden Anden (HÖLLERMANN 1983, 247). Sie sind Skulpturformen und damit eine typische Form felsglättender Abtragung, in sich ungegliedert und stellen eine Trockengebietsvariante periglazialer Formung dar (STINGL & GARLEFF 1983, 212). Neben scharfkantigen Grobkomponenten wird das Gestein durch den dafür verantwortlichen Prozess – hohe Verwitterungsintensität durch häufige Frostwechsel und großer Temperaturamplitude bei klimatisch bedingter fehlender Hangzerschneidung – dominant zu einer pelitisch-feinsandigen Matrix aufbereitet. Verantwortlich für den ausgeprägten Feinheitsgrad ist die hohe Frequenz von Hydratations-/Dehydratationsvorgängen. In der Zone der Glatthangbildung überlagern sich also frostdynamische und aride Formungskomponenten (STINGL & GARLEFF 1983, 212). Die Glättung der Hänge ist dann eine Folge der Kammeissolifluktion, des Trockenhangrutschens sowie des Durchtränkungsfließens (GARLEFF & STINGL 1983), ihr Erhalt das Ergebnis einer fehlenden erosiven Zerschneidung. Begünstigt werden die Prozesse durch ein kleinstückig zerfallendes, wenig bindiges Substrat, was bei vulkanischen Pyroklastika der Fall ist (HÖLLERMANN 1983, 251). Ihre Genese ist der petrographischen Varianz weitgehend übergeordnet, härtere Felspartien ragen nur wenige Dezimeter aus der Glatthangdecke heraus (s. Abb. 33). Nach STINGL & GARLEFF (1983, 199) sind sie keine Akkumulationsform, sondern ein Felsrelief, das von Schutt oftmals nur geringer Mächtigkeit bedeckt ist.

Im Bereich des Arbeitsgebietes treten derartige Glatthänge bis auf 2.000 m ü.M. hinab auf. Wo die Erosion Rinnen in die lockeren Glatthangdecken eingeschnitten hat, sind sie durch ihre einheitliche, geringe Mächtigkeit leicht vom gravitativ verlagertem Hangschutt der tieferen Talbereiche zu unterscheiden, dessen Mächtigkeit zum Hangfuß hin zunimmt.

Abb. 34: Streifenbildung im früheren Periglazialbereich oberhalb von Laramate (3.100 m ü.M.). Es ist noch zu klären, ob es hier zu holozänem Bodenfließen kommt oder ob die Form inaktiv ist. Auf den Hügeln sind Reste einer Terrassierung aus der Späten Zwischenperiode erhalten. Bild: M. FORBRIGER.

Neben den weit verbreiteten Glatthängen finden sich noch weitere Relikte periglazialer Formung: Bergsturzmassen und Abrissnischen sind im Arbeitsgebiet weit verbreitet, sie sind nach GARLEFF & STINGL (1983, 430) auch in der periglazialen Höhenstufe der argentinischen Anden zu finden. Die Ursachen dieser Ereignisse sind nicht eindeutig zu identifizieren, denkbar sind Bergstürze als Folge der Deglaziation durch Hangübersteilung, ebenso durch das Verschwinden des Permafrostes mit folgender Hangdestabilisierung, oder gänzlich unabhängig von klimatischen Einflüssen durch Erdbebenereignisse, wie sie im Bereich der Westkordillere nicht selten sind. Am ehesten kommt eine Kombination dieser Faktoren in Frage, da diese Formen unmittelbar an die Untergrenze der Vereisung anschließen. Ein Beispiel für einen großflächigen Bergsturz zeigt Abb. 27 (Markierung „B“). Im Echtfarben-Satellitenbild (Abb. 12) fallen diese Bergsturzmassen durch ihren intensiven Bewuchs und eine landwirtschaftliche Nutzung auf. Offenbar sind die edaphischen Verhältnisse hier günstiger. Oberhalb von Laramate kann außerdem eine Streifenbildung am Hang beobachtet werden (s. Abb. 34), es ist jedoch noch zu klären, ob es sich um eine reliktische Form handelt oder ob diese auf rezentes Bodenfließen zurückzuführen ist.

5.6 Das Vorrücken einer Sukkulentensteppe ins Andenvorland bei Palpa

Zeitnah zu den lokalen Massenbewegungen und der glazialen Aktivität war im Arbeitsgebiet vom Andenfuß bis wenigstens in die mittleren Lagen der Andentäler eine Schneckenfauna heimisch. Deren ökologische Ansprüche lassen auf die damaligen hygrischen Verhältnisse schließen, sie werden damit zu einem wichtigen Paläoklimaproxy.

Schnecken und ihre Lebensumwelt

Im Arbeitsgebiet konnten zwei Schneckenarten identifiziert werden:

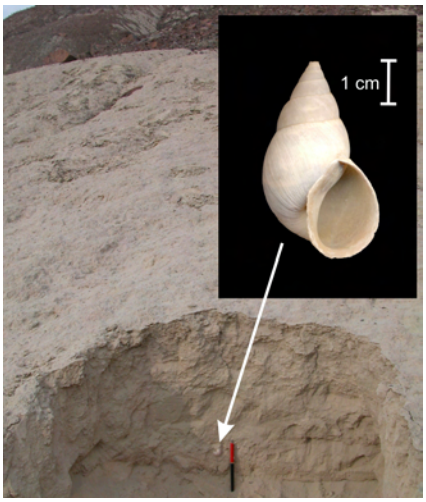
- *Scutalus chiletensis granulatus*: große, an eine Xerophytenvegetation gebundene Schnecken (s. Abb. 35);
- *Pupoides albilabris*: kleine Lössschnecken, die in Steppenlandschaften zu finden sind (s. Abb. 36).

Scutalus ist in einer Kakteen-Zwergstrauch-Halbwüste anzutreffen. Die damaligen Jahresniederschläge am Fundort am Andenfuß müssen also etwa 100 bis 200 mm betragen haben. Aufgrund der Vergesellschaftung mit *Pupoides albilabris*, die aus den semiariden Grassteppen Nordamerikas bekannt ist (JASS ET AL. 2002), lassen sich die Niederschlagsverhältnisse noch enger auf etwa 200 mm/a eingrenzen. Auch eine Lösssedimentation findet bei derartigen hygrischen Verhältnissen statt. Übertragen auf die heutige Vegetationszonierung im Arbeitsgebiet bedeutet dies, dass bis an den Andenfuß ein offenes Grasland, ergänzt durch eine Kakteenflora, entwickelt war (s.Kap. 5.10). Damit lag der Wüstenrand westlich von Palpa im Andenvorland.

Am Standort Pe 209 nahe Paras Marca im mittleren Rio Grande-Tal konnte eine spätnascazeitliche Schnecke gefunden werden, diese war in einer Spülrinne deponiert (s. Tab. 5). Möglicherweise zeigt diese Schnecke eine Wiederkehr der hygrischen Verhältnisse wie zur Zeit der Pleistozän/Holozän-Wende, was die damalige kulturelle Blütephase mit günstigen klimatischen Verhältnissen erklären würde. Weitere Schneckenfunde fehlen jedoch, so dass dies spekulativ bleibt.

Tab. 5: ^{14}C-Altersdaten der Schnecken im Arbeitsgebiet. Deutlich werden zwei holozäne Phasen der Schneckenverbreitung: Am Übergang Pleistozän/Holozän sowie während der Kleinen Eiszeit bis heute. Alter kalibriert mit OxCal 3.10 gemäß IntCal (REIMER ET AL. 2004), Südhemisphärenkorrektur −41±14 a. GP: Gasproportionalzähler, AMS: Beschleunigermassenspektrometrie.

Probe	Schnecken-art	Fund-situation	Höhe m	Labor-nummer	Typ	1σ-Alter
Pe 213	*Scutalus*	Spülrinne	954	LuS50021	AMS	13380–13260 cal a BP
Pe 205	*Scutalus*	Lössbasis	625	LuS50018	AMS	12390–12140 cal a BP
Pe 111/2	*Pupoides*	ältester Löss	688	LuS50060	AMS	11750–11400 cal a BP
Pe 111/2	*Scutalus*	Lössbasis	688	HD-23107	GP	11310–11200 cal a BP
Pe 212	*Scutalus*	Spülrinne	1354	LuS50020	AMS	11060–10580 cal a BP
Pe 209	*Scutalus*	Spülrinne	534	LuS50019	AMS	580–645 A.D.
Pe 113	*Scutalus*	Spülrinne	1353	HD-23110	GP	1330–1350, 1390–1440 A.D.
Pe 208	*Scutalus*	Spülrinne	1064	HD-24057	GP	1440–1520, 1600–1620 A.D.
Pe 201	*Scutalus*	Spülrinne	1373	ET439	AMS	1510–1580, 1620–1650 A.D.
Pe 201	*Scutalus*	Spülrinne	1373	ET351	AMS	1510–1600, 1620–1660 A.D.
Pe 208	*Scutalus*	Spülrinne	1064	HD-24065	GP	1520–1570, 1620–1650 A.D.
Pe 201	*Scutalus*	Spülrinne	1373	HD-24056	GP	1520–1580, 1620–1650 A.D.
Pe 214	*Scutalus*	Spülrinne	1356	LuS50059	AMS	1640–1670, 1780–1800, 1940–1960 A.D.
Pe 201	*Scutalus*	Spülrinne	1373	HD-24050	GP	1650–1680, 1770–1800, 1930–1950 A.D.
Pe 211	*Scutalus*	Spülrinne	1464	HD-24060	GP	(rezent)
Pe 215	*Scutalus*	Spülrinne	1412	LuS50056	AMS	(rezent)



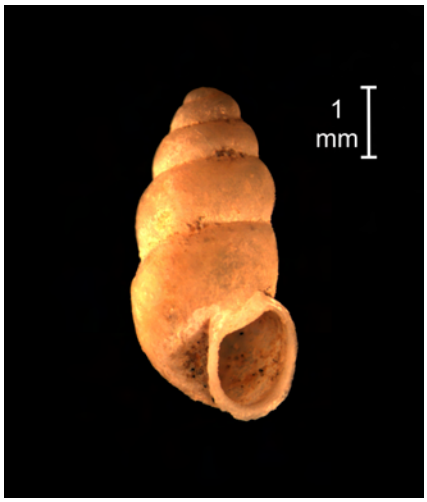


Abb. 35: *Scutalus chiletensis granulatus* WEYRAUCH 1967 lebt heute an Kakteen, was auf eine entsprechende jungholozäne Vegetationsdecke im Arbeitsgebiet schließen lässt **(links)**.

Abb. 36: *Pupoides albilabris peruvianus* WEYRAUCH (mündl. Mitt. JANSSEN, Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt/M.) ist aus den nordamerikanischen Steppengebieten bekannt (JASS ET AL. 2002). Im Arbeitsgebiet ist sie in jungholozäne Lösse eingebettet **(rechts)**.

Dies gilt nicht für die folgende Gruppe von acht Schneckenaltern, die sämtlich aus Höhen über 1.000 m ü.M. stammen. Alle Schnecken waren in Spülrinnen zu finden, sie belegen die Ausdehnung der Kakteen-Halbwüste bis wenigstens auf diese Meereshöhe. Auffällig ist die Häufung von Altern in der ersten Hälfte der Kleinen Eiszeit bis 1650 n. Chr., wo die Schnecken offenbar günstige Umweltverhältnisse vorfinden konnten und sich so eine hohe Populationsdichte einstellte (s. Tab. 5). Die 200 mm-Jahresisohyete war damals etwa 10 km in Richtung Küste verschoben. In den folgenden Jahrhunderten nimmt die Zahl der Schnecken ab, noch heute sind sie dort heimisch. Es ist davon auszugehen, dass die hohe Schneckenpopulation an eine dichtere Vegetationsdecke gebunden war, wie sie

heute einige Kilometer weiter andenwärts anzutreffen ist. Damit belegen diese Schnecken der Kleinen Eiszeit bis in die mittleren Talbereiche noch humidere Verhältnisse als heute für einen Zeitraum, in dem sich der Siedlungsschwerpunkt vom Andenfuß in diesen Bereich zurückgezogen hatte (s. Kap. 6).

5.7 Die Phase der Lössbildung – der Rückzug der Wüste

Mit dem Beginn des Holozäns setzte sich der anhand der Schnecken belegte Übergang in eine Feuchtphase fort: Es begann eine Zeit der Lösssedimentation, die die gesamte Westflanke der Anden vom Ansatz der Fußflächen bis hinauf auf die subandinen Pultflächen umfasste. Löss ist einer der wichtigsten Paläoklimaproxies (PYE & SHERWIN 1999, 213), denn er steht als eine typische Akkumulationsform des Wüstenrandes für feuchtere Verhältnisse in der heutigen Vollwüste. In dieser Hinsicht wurde er schon von VON RICHTHOFEN (1882, 297) beschrieben, als äolisches Sediment, das an Wüstenrändern durch Staubstürme angeliefert und abgelagert wird. Entsprechend der tropisch-ariden Verhältnisse im Arbeitsgebiet kann man die dortigen Lössablagerungen daher eindeutig als „Wüstenrandlöss“ (peridesert loess nach PYE & SHERWIN 1999, 213) klassifizieren. Er ist ein Produkt der für aride Gebiete typischen intensiven äolischen Umlagerung von Feinmaterial. Während Lösse östlich der Anden schon lange bekannt sind, wurde der Löss der nördlichen Atacama erst von EITEL ET AL. (2005) erstmals beschrieben.

5.7.1 Die räumliche Verbreitung der Lösse

Aufgrund des starken hygrischen Gradienten an der Westflanke der Anden ist die Zone der Lössverbreitung vergleichsweise schmal. Sie erstreckt sich horizontal beginnend am Andenfuß lediglich über 35 km nach Osten, d.h. in einem Bereich von 55 bis 90 km von der Küste. Vertikal reicht sie vom Andenfuß (500 m ü.M.) bis auf die subandinen Pultflächen (2.200 m ü.M.), wo sich ihr Bild von einzelnen Lössresten in der Landschaft allmählich zu einer Lösslandschaft wandelt (s. Abb. 59). An den Talhängen sind die Lösse bis ca. 1.700 m ü.M. zu verfolgen, oberhalb davon ist das Feinmaterial dieser schon feuchteren Zone mit Hangsedimenten vermischt und von der Bodenbildung überprägt worden. Eine Besonderheit der Lösslandschaft stellt das Profil Pe 110 am Cerro Bodegayoq dar, wo sich

Tab. 6: Korngrößenverteilung (in %) und Feinheitsgrad (FHG) ausgewählter Lösse im Raum Palpa. Die Höhenlage der Probenpunkte korreliert etwa mit der Entfernung zum Liefergebiet, im Vizcas-Tal sind die Lösse auf Grund der Exposition des Tales und damit verbundener niederigerer Windgeschwindigkeiten in gleicher Höhenlage feiner.

Probe	m ü.M.	FHG	fG (%)	gS (%)	mS (%)	fS (%)	gU (%)	mU (%)	fU (%)	T (%)
St. Cruz-Tal										
Pe 109	599	59	-	-	0,2	58,1	24,8	7,4	3,6	5,9
Pe 101	1017	61	0,1	0,6	0,3	42,5	36,1	10,0	4,5	5,9
Pe 103	1533	65	-	0,1	0,1	24,9	50,4	13,0	5,7	5,8
Palpa-Tal										
Pe 013	672	61	-	-	0,2	50,0	29,8	8,6	4,2	7,3
Pe 112	806	62	-	0,1	0,1	37,7	41,3	10,5	4,4	5,9
Pe 113	1335	67	0,4	1,1	0,6	18,6	47,5	15,5	6,7	9,6
Vizcas-Tal										
Pe 205/1	603	62	-	-	0,1	43,5	35,0	10,1	4,5	6,7
Pe 014	1092	64	0,1	-	0,2	27,1	45,3	16,9	5,7	4,8

eine fossile Bodenbildung erhalten hat. Zur Lage der einzelnen Probenlokalitäten siehe Abb. 86 im Anhang.

5.7.2 Das Korngrößenspektrum der Lösse

Während typischer Löss nur bis zu 20 % Sand enthält, können bei den Lössen im Arbeitsgebiet Sandgehalte von 20 % bis über 50 % festgestellt werden, so dass sie nach KOCH & NEUMEISTER (2005, 191) als „typische Sandlösse“ zu bezeichnen sind. Diese Eigenschaft ist typisch für Wüstenrandlösse, die aufgrund ihrer Genese einen erheblichen Anteil an Feinsand enthalten (GOUDIE & MIDDLETON 2006, 13). Nur im Übergang zum hochandinen Bereich sind auch feinere Korngrößenspektren anzutreffen, die Lösse dort fallen schon in die Klasse der „sandigen Lösse“ (12–20 % Sand) (s. Tab. 6 bzw. 18 im Anhang). Alle Lösse zeigen ein unimodales Korngrößenspektrum, während die Vermischung einzelner Horizonte mit Hangschutt an einem bimodalen Spektrum zu erkennen ist.

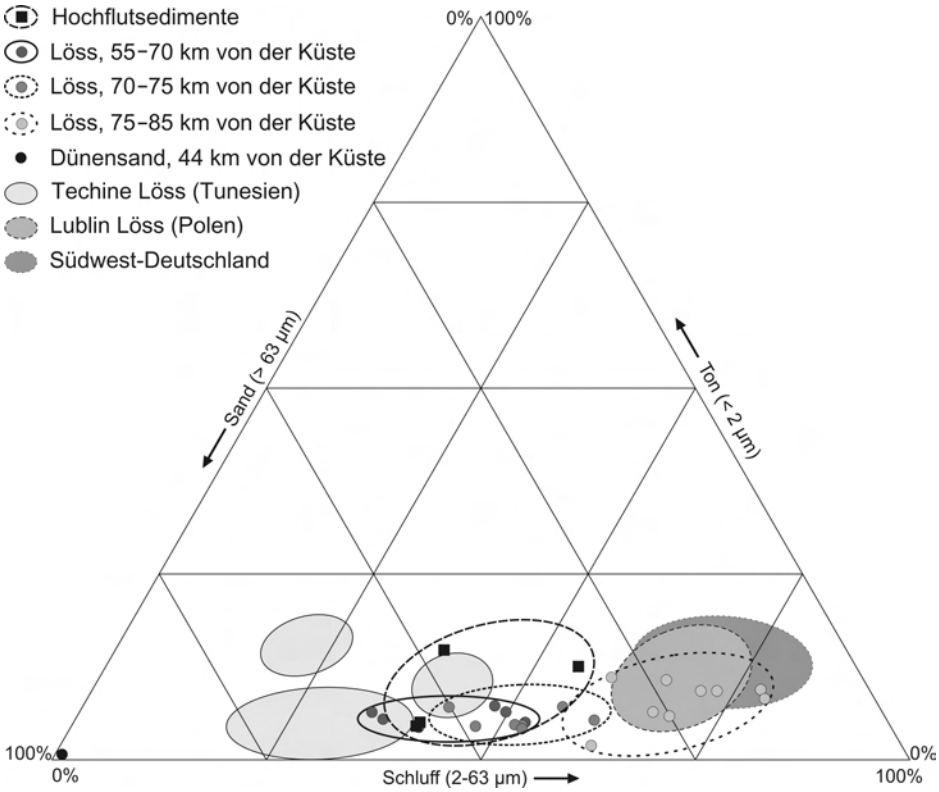


Abb. 37: Korngrößenverteilung ausgewählter Lösse und Hochflutsedimente im Vergleich zu Lössen außeramerikanischer Regionen. Es ist zu erkennen, dass die Hochflutsedimente einen erheblichen Anteil an lössbürtigen Material enthalten. Die Lösse sind weniger sandig als die tunesischen Wüstenrandlösse, bedingt durch die Reliefverhältnisse, welche zu einer außergewöhnlich raschen Sortierung des Staubes führen. Die distalsten Lösse im Arbeitsgebiet reichen schon an das Spektrum kalter Lösse aus Mitteleuropa heran.

Der Tongehalt liegt allgemein unter 10 %, ein Zeichen für eine lediglich geringe Verwitterung. Damit entsprechen die Lösse im Arbeitsgebiet etwa den tunesischen Wüstenrandlössen (siehe bei PYE & SHERWIN 1999, 221). Bei einem Tongehalt von deutlich über 10 % kann von einer Tonbildung in situ ausgegangen werden, bedingt durch verstärkte Verwitterung, initiale Bodenbildung und Tonmineralneubildung.

Der Feinheitsgrad der Lösse

Eine relative Kenngröße zur Charakterisierung von Lössen ist die Berechnung des Feinheitsgrades nach SCHÖNHALS (1955). Dazu werden die Ergebnisse der Korngrößenanalyse des Feinbodens (in Gew.-%) bestimmt nach der Formel:

$$Feinheitsgrad = \frac{Ton + \sum_{Ton}^{fU} + \sum_{Ton}^{mU} + \sum_{Ton}^{gU} + \sum_{Ton}^{fS} + \sum_{Ton}^{mS} + \sum_{Ton}^{gS}}{7}$$

Die Feinheitsgrade der Lösse im Arbeitsgebiet sind in Abb. 38 dargestellt. Da sich durch den äolischen Transport mit zunehmender Transportentfernung eine Sortierung zu immer feineren Korngrößenspektren ergibt, lässt sich so auf die Lage des Liefergebietes schließen.

Die küstennächsten Lösse zeigen hierbei das gröbste (proximale) Spektrum, während die Lösse mit zunehmender Küstenentfernung feiner werden. Das Liefergebiet der Lösse lag also im Südwesten im Andenvorland, was in Anbetracht der heutigen süd-südwestlichen Hauptwindrichtung, der daraus resultierenden rezenten Dünenbewegung sowie der Persistenz arider Verhältnisse im Küstenbereich und der damit stets vegetationslosen Pampas nicht überraschend ist. Die Lösse im Arbeitsgebiet stehen daher den tunesischen Lössen des Berglandes von Matmata (COUDÉ-GAUSSEN & ROGNON 1988, 141) nahe, die ebenfalls aufgrund des Naturraums Wüstenrandlösse sind. „Kalte“ Lösse wie u.a. aus Mitteleuropa sind dagegen deutlich ärmer an Sand (s. Abb. 37) und im Arbeitsgebiet lediglich am Übergang zu den Hochflächen anzutreffen.

5.7.3 Kalk-, Salz- und Gipsgehalt und pH-Werte der Lösse

Generell ist festzustellen, dass die Gehalte an Kalk, Gips und Salz gering sind und kein nennenswerter mariner Einfluss festzustellen ist. Der Gesamtgehalt an

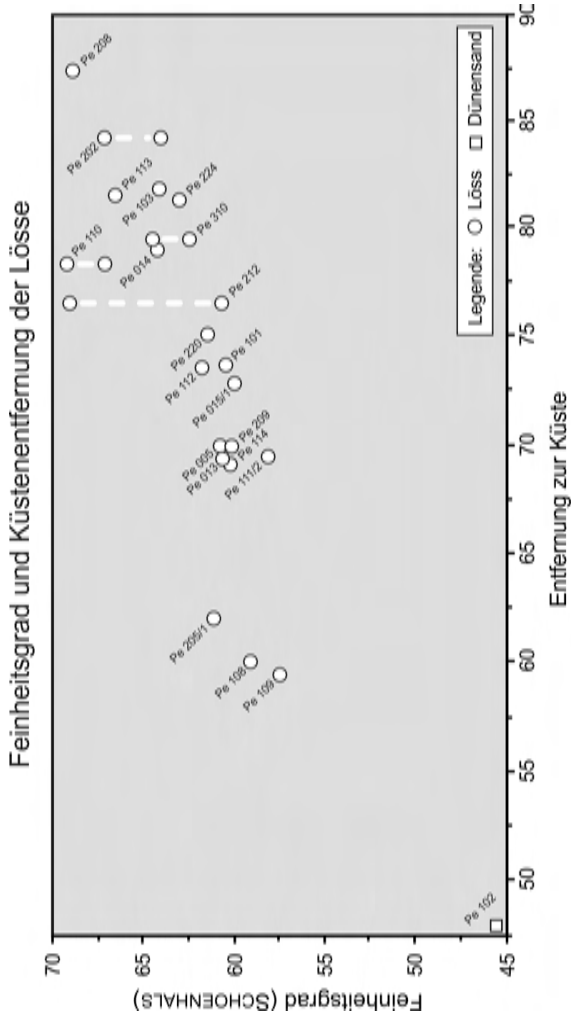


Abb. 38: Feinheitsgrad der Lösse nach SCHÖNHALS (1955). Deutlich zeichnet sich der Zusammenhang zwischen Transportweg und Feinheitsgrad ab. Zum Vergleich der Feinheitsgrad der in der Nähe des Auswehgebiets abgelagerten Dünensande. Die Linien zeigen die Variationsbreite innerhalb eines Lössprofils an.

Tab. 7: Gehalte an Carbonat, C_{org}, pH-Werte und Elementgehalte der Lösse. n.b. = nicht bestimmt

Probe	$CaCO_3$ nach SCHEIBLER (%)	C_{org} (%)	C (%)	N (%)	S (%)	Cu_{ges} mg/kg	Zn_{ges} mg/kg	Cd_{ges} mg/kg	Cd_{mob} μg/kg	pH ($CaCl_2$)
St. Cruz-Tal										
Pe 109	2,3	0,2	0,34	0,02	0,46	0,03	0,06	2,1	0,1	8,3
Pe 101	1,2	0,1	0,24	0,02	0,07	0,04	0,05	3,6	n.b.	8,2
Pe 103	1,9	0,3	0,42	0,03	0,10	0,04	0,06	4,5	n.b.	8,0
Palpa-Tal										
Pe 013	1,9	0,1	0,30	0,02	0,10	0,03	0,05	3,6	n.b.	7,8
Pe 112	1,2	0,1	0,22	0,02	0,42	0,04	0,06	3,2	n.b.	8,0
Pe 113	0,2	0,2	0,22	0,05	0,52	0,04	0,07	2,3	4,6	7,9
Vizcas-Tal										
Pe 205/1	1,0	0,0	0,2	0,02	0,06	0,03	0,05	2,1	n.b.	8,2
Pe 014	0,7	0,2	0,18	0,03	0,09	0,03	0,06	4,3	7,5	9,0

Calcium liegt zwischen drei und sieben g/kg, der der löslichen Sulfate im wässrigen Auszug im Allgemeinen zwischen 5 und 90 mg/kg, der der Chloride zwischen 10 und 500 mg/kg.

Aufgrund der geringen Gehalte an Carbonaten und Salzen liegt der pH der Substrate auch nicht im hochalkalischen Bereich, wie es sonst vielfach für Wüstengebiete typisch ist (GOUDIE & MIDDLETON 2006, 40). Der Carbonatnachweis im Gelände zeigte keine sichtbare Reaktion, was sich bei der Carbonatbestimmung im Labor nach SCHEIBLER bestätigte.

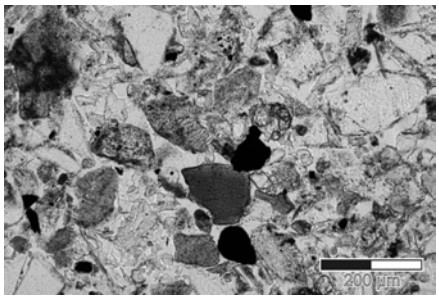
5.7.4 Mikromorphologische Eigenschaften der Lösse

Zur ergänzenden Charakterisiserung der Lösse wurden zehn ausgewählte Boden/Sedimentdünnschliffe untersucht. Generell ist dabei festzustellen, dass die Körner auch im distalen Bereich kaum gerundet sind, ein Beleg für den äolischen Transport der Partikel. Im direkten Vergleich bildet sich der mit dem Transportweg zunehmende Feinheitsgrad der Lösse ab (Abb. 39a bis c).

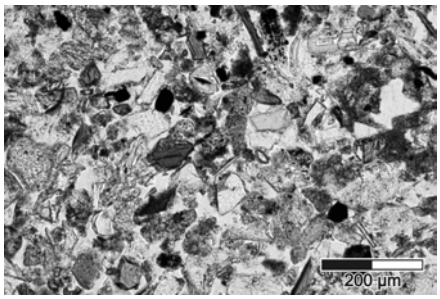
Die mikromorphologische Betrachtung der Quarze und Feldspäte zeigt keine bis allenfalls geringe Verwitterungserscheinungen, die Lösse sind im allgemeinen also als „frisch und unverwittert“ zu bezeichnen. In Kontrast dazu stehen die Befunde von Pe 110/1 vom Cerro Bodegayoq. Die hier zu findenden stark verwitterten Quarze stehen im Widerspruch zu einer aufgrund anhaltender Trockenheit fehlenden Bodenbildung. Sie stammen als Lokalkomponente aus den in der Umgebung anstehenden Sandsteinen der Formación Labra und wurden bei der Lössbildung wieder aufgearbeitet (s. Abb. 39(f)). Eine mögliche Verwitterung in situ kann durch die sonst kaum verwitterten sonstigen Komponenten ausgeschlossen werden.

Alle untersuchten Proben enthalten Reste von Mikrofossilien (Abb. 39e), mit Ausnahme der Proben Pe 110/1 und Pe 110/2 vom Cerro Bodegayoq (2.202 m ü.M.). Offenbar sind sie unter den dortigen weniger ariden Verhältnissen bereits verwittert, möglich ist auch, dass der lange Transportweg (der Punkt ist am weitesten vom Becken von Ica-Nazca entfernt) keine Erhaltung zuließ.

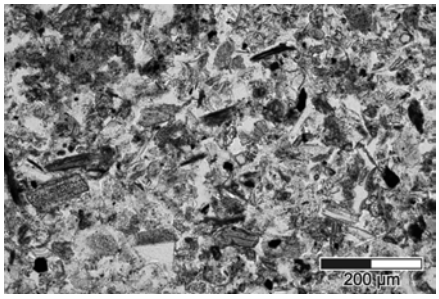
Typische pedogene Prozesse wie die Tonverlagerung waren aufgrund des geringen Verwitterungsgrades sowie der basischen Verhältnisse nicht zu erwarten und waren auch nicht festzustellen. Eine Ausnahme bilden die Dünnschliffe Pe 110/1(A(h)) und Pe 110/2 (2Ah) vom Cerro Bodegayog (2.202 m ü.M.), wo Or-



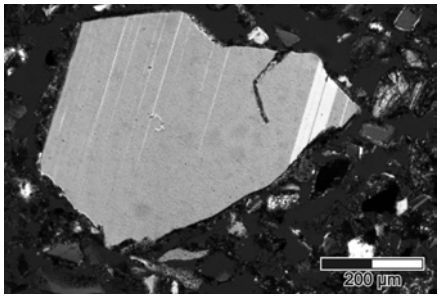
(a) Pe 108



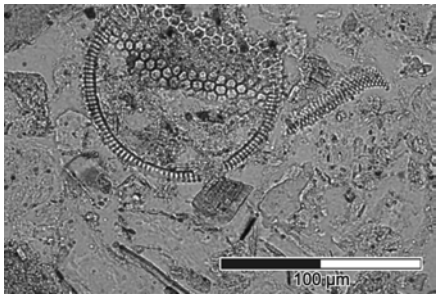
(b) Pe 101



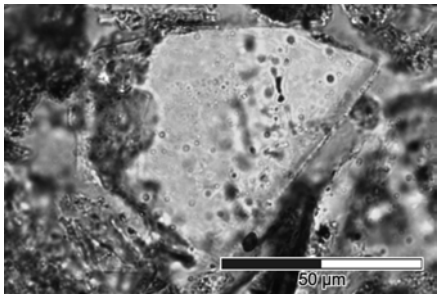
(c) Pe 113



(d) Pe 110/1



(e) Pe 105



(f) Pe 114

Abb. 39: Dünnschliffe ausgewählter Lösse: Erkennbar sind die Zunahme des Feinheitsgrades mit der Transportentfernung von (a) nach (c), ein unverwitterter Feldspat im A(h)-Horizont, was auf andauernde Aridität hinweist (d), Mikrofossilien (e) sowie ein frisch gebrochener, vorverwitterter Quarz bei (f). Abb. (a) – (d) 100x, Abb. (e) 400x, Abb. (f) 800x vergrößert. Abb. (d) im polarisierten Licht.

Tab. 8: Flächenanteile der petrographischen Einheiten im Arbeitsgebiet

Gesteinsgruppe	Flächenanteil in %
Plutonite (sauer)	2,8
Plutonite (intermediär)	14,0
Subvulkanite (überwiegend intermediär)	2,9
Pyroklastite	16,5
(Zwischensumme	36,2)
Metamorphite	0,4
quartäre Lockersedimente	33,9
Kalksteine	1,8
klastische Sedimente	21,1
Sonstige	6,6
Summe	100,0

ganomineralkomplexe, Toncutane sowie Fe- und Mn-Konkretionen die Befunde aus der Geländeansprache und Laboranalyse bestätigen. Bei Pe 110/2 sind die Verwitterungserscheinungen aufgrund des höheren Alters und der Bodenbildung stärker ausgeprägt.

5.7.5 Das Schwermineralspektrum der Lösse

Die quartären Lockersedimente im Arbeitsgebiet wurden auf ihre Schwermineralzusammensetzung untersucht, um

- verschiedene Liefergebiete der Stäube voneinander zu unterscheiden und die Transportwege der Sedimente zu rekonstruieren;
- mögliche spezifische verwitterungsbedingte Veränderungen des Schwermineralspektrums zu erkennen.

Wie Tab. 8 zu entnehmen ist, werden zwei Drittel der Landoberfläche von intermediären Magmatiten bzw. deren Aufarbeitungsprodukten eingenommen,

letztere sind die Hauptquelle der Lösse. Entsprechend hoch ist der Anteil der typischen Schwermineralgruppen wie die der Amphibole und Pyroxene. Die Subvulkanite des Complejo Bella Union waren komplexen Alterationen unterworfen, meist einer Propylitisierung, die vor allem zur Chloritisierung, selten zur Epidotisierung sowie zu Mineralneubildungen (Leukoxen, Zeolithe, Aktinolith) führte (TRAPPE 1998, 66). Entsprechend häufig sind die Schwerminerale der Chlorit-Gruppe, während die Epidot-Gruppe schwächer vertreten ist. Eine Übersicht über das Schwermineralspektrum im Arbeitsgebiet gibt Tab. 1 im Anhang. Einige der Schwerminerale könnten einer sekundären hydrothermalen Bildung entstammen, offenbar aber nur untergeordnet, weil andere, eindeutig einer solchen Bildung zuzuordnenden Schwerminerale im Spektrum des Arbeitsgebietes fehlen.

Ergebnisse der Schwermineralanalyse

Die Lösse im Arbeitsgebiet weisen einen recht einheitlichen Schwermineralbestand auf, der auf die dominant intermediäre, andesitische Zusammensetzung der Gesteine zurückzuführen ist (s. Tab. 20 im Anhang). Lokale Differenzierungen im Gesteinsbestand zeichnen sich dabei in Schwankungen im Bestand mancher Schwerminerale nach, z.B. bei Turmalin, bei anderen wie Granat und Olivin dagegen nicht.

Vom Dünensand (Pe 102) bis hinauf auf die subandinen Pultflächen (Pe 110) unterscheiden sich die äolischen Sedimente lediglich graduell (zur Lage der Probenpunkte s. Abb. 86 im Anhang). Aufgrund des frischen Charakters der Sedimente ist keine verwitterungsbedigte Reduktion an weniger verwitterungsstabilen Schwermineralen feststellbar. Die Ursache dafür sind neben der Trockenheit die basischen Verhältnisse, die einen Säureeintrag abpuffern. Im Kontrast dazu steht die im Dünnschliff erkennbare intensivere Verwitterung der Schwerminerale des Andosolprofils, die auf die ausreichend feuchten Verhältnisse und die Versauerung des Profils im Zuge der Bodenbildung zurückzuführen ist.

Die vulkanischen Muttergesteine der Lösse und Dünensande bilden sich in deren Schwermineralzusammensetzung ab. Schwerminerale der Amphibol- und Pyroxengruppe dominieren mit denen der Chlorit-Gruppe das Spektrum. Die zahlreichen Hornblenden belegen durch die ihnen anhaftenden Glasreste ihre vulkanische Herkunft.

Tab. 9: Schwermineralanteil ausgewählter Proben (SM, in Gew.-%)

Probe	Fraktion	SM
Andiner Boden/Vulkanasche		
Pe 107/1	fS+mS	5,0
Pe 107/2	fS+mS	12,1
Pe 107/3	fS+mS	0,8
Dünensand		
Pe 102	fS	11,2
Fanglomerate		
Pe 008	fS+mS	4,4
Pe 011	fS+mS	6,7
Lösse (proximal – distal)		
Pe 205/1	fS+mS	2,9
Pe 205/2	fS+mS	3,3
Pe 005/1	fS+mS	3,8
Pe 114	fS	2,9
Pe 105/1	fS+mS	2,1
Pe 105/2	fS+mS	1,8
Pe 110/1	fS	1,8
Pe 110/2	fS+mS	2,2
Pe 110/3	fS+mS	0,6
Fluviale Sedimente		
Pe 001/1	fS+mS	3,1
Pe 001/2	fS+mS	5,7
Pe 001/3	fS+mS	4,9
Pe 002/1	fS+mS	4,1
Pe 306/1	fS+mS	4,0
Pe 306/2	fS+mS	4,1
Pe 306/3	fS+mS	4,3
Pe 306/4	fS+mS	4,5
Pe 306/5	fS+mS	5,6
Pe 306/6-1	fS+mS	2,1
Pe 306/6-2	fS+mS	2,5
Pe 306/7	fS+mS	2,9

Da ultramafische Gesteine im Arbeitsgebiet weitgehend fehlen, sind typische Schwerminerale wie Olivin kaum vertreten.

Nach TRAPPE (1998, 91) können die mesozoischen vulkanogenen Gesteine in ihrem Mineralbestand räumlich grob differenziert werden. Während im Raum Nazca eine Häufung von Epidot-Chlorit-Aktinolith-Vergesellschaftungen auftritt, fehlt letzterer im Raum Palpa völlig und Epidot tritt zurück. Dieses Fehlen von Aktinolith, einem Amphibol der Regionalmetamorphose, ist auch typisch für die Lösse im Arbeitsgebiet. Sollte die Quelle der Lösse im Litoral oder im fluvialen Bereich liegen, müsste Aktinolith über den Rio Nazca und Rio Grande zur Küste und von dort durch äolischen Transport in das Gebiet um Palpa transportiert worden sein. Dies ist offenbar nicht der Fall. Damit wird deutlich, dass die Hauptquelle des Staubes die durch Schichtfluten umgelagerten Schluffe der Pampas sind, ein Argument gegen die Hypothese einer litoralen Lössquelle.

Bei einem Vergleich der Schwermineralgehalte verschiedener Sedimentproben lassen sich fünf Klassen unterscheiden (Einzelwerte s. Tab. 9):

- Böden des Hochlandes mit 5 % Schwermineralanteil an der Feinsandfraktion (aus Löss) bzw. 12 % (aus Vulkanasche, angereichert durch Glasverwitterung, Vulkanasche mit nur 1 %);
- Dünen am Rio St. Cruz (12 %, angereichert durch Seigerung);
- Fanglomerate mit 5–7 %, verlagert durch Flächenspülung (Hintergrundwert der Landschaft);
- Lösse mit 4 % (proximal) bis 1 % (distal), abgereichert durch selektive Auswehung;
- Hochflutsedimente mit 4–6 % (Pe 306/1 bis 5 mit Hochlandsignal) bzw. 3 % (Pe 306/6-1 bis 7 mit Lösskomponente).

Daraus ist ersichtlich, dass einerseits im Zuge der Bodenbildung eine Anreicherung der Schwerminerale aufgrund der schnellen Verwitterung des Glasanteils der vulkanischen Aschen erfolgt, andererseits der Schwermineralgehalt der Lösse, nicht aber deren Zusammensetzung, durch selektive Auswehung unter dem Durchschnittswert der Fanglomerate bleibt, welche durch ihre denudative

Umlagerung nicht diesem Prozess unterworfen waren. Im untersuchten Fluvialprofil Pe 306 bei Jauranga (s. Abb. 49) lassen sich zwei Gruppen unterscheiden, der obere Teil zeigt einen höheren Gehalt und kann als Bodensignal interpretiert werden, das aus einer relativen Anreicherung der Schwerminerale in den Böden des Hochlandes bzw. der Flussoasen begründet liegt. Hier wurde Bodenmaterial aus den höheren Talbereichen abgelagert. In beiden Fällen spricht das für eine erhöhte fluviale Dynamik während dieser Sedimentationsphase. Der untere Teil des Profils setzt sich dagegen offenbar aus lössbürtigem Material zusammen, die Niederschläge, die zur Erosion und anschließenden Ablagerung dieser Horizonte führten, gingen auch in der Lösszone nieder. Diese beiden Bereiche unterscheiden sich auch in ihrer Altersstellung beträchtlich (s. Abb. 47 und Abschnitt 5.9.1). Gerade die unteren Horizonte (Ut2/Ut3 vs. Su2) zeigen, dass **keine** Abhängigkeit des Schwermineralgehaltes vom Korngrößenspektrum erkennbar ist. Andernfalls wären die bisherigen Schlüsse nicht zulässig.

5.7.6 Das Ausgangsmaterial der Lösse

Die Lösse sind arm an Carbonaten und Salzen. Angesichts dessen stellten sich jedoch hohe Substanzverluste während der Schwermineralaufbereitung beim Kochen mit HCl (25 %) ein. Sie betrugen bis zu 13 %. Offenbar wurden im Löss enthaltene Bestandteile durch die Säurebehandlung zersetzt. Äußerst unbeständig gegenüber einer derart forcierten chemischen „Verwitterung“ sind aufgrund ihrer amorphen Struktur u.a. vulkanische Gläser, noch weniger als Olivin oder Hornblenden. Nach RUXTON (1988) beträgt die Halbwertszeit ihrer Verwitterung lediglich 1.650 bis 5.000 Jahre. Die Lösse bestehen also zu einem gewissen Anteil aus vulkanischen Aschen, wie angesichts der geologischen Verhältnisse und der Staubquelle im früheren (Peri-)Glazialraum mit den andinen Vulkaniten bislang nur vermutet werden konnte. Die Glaskomponente wird beim Kochen mit HCl teilweise zerstört, ist damit zugleich aber quantifizierbar.

Angesichts der geologischen Verhältnisse im Arbeitsgebiet lässt das auf den Ursprung der Lösse schließen: Vulkanische Aschen sind hier weit verbreitet. Sie verlieren beim Kochen mit HCl 20–30 % an Substanz (Pe 107/3), größenordnungsmäßig also über 20 % vulkanisches Glas. Dies erscheint quantitativ plausibel, schließlich beträgt der vulkanische Glasanteil typischer Aschen bei andesitischem Vulkanismus zwischen 25 und 30 % (DAHLGREN ET AL. 1993, 106).

Die Lösse bestehen jedoch nicht ausschließlich aus vulkanischen Aschen, wie die dafür zu niedrigen Glasgehalte zwischen 7 % und 13 % zeigen. Grob überschlagen enthalten die Lösse ca. 50 % nicht aschenbürtiges Ausgangsmaterial. Dafür in Frage kommen die Verwitterungsprodukte der weit verbreiteten Sandsteine der Formación Labra sowie der Subvulkanite, ein Anteil, der etwa auch den Flächenanteilen der jeweiligen Gesteinsarten im Arbeitsgebiet entspricht (s. Abb. 5).

Nachdem die geologische Herkunft des Staubs geklärt ist, stellt sich die Frage nach den Transportwegen des Materials bis zu seiner Deposition als Löss.

5.7.7 Die Wege des Staubtransportes im Arbeitsgebiet

Im glazialen und periglazialen Milieu des Hochlandes wurden große Mengen Schluff und Sand produziert. Ausgangsmaterial dafür waren vorrangig die flächenhaft anstehenden tertiären, intermediären Pyroklastite und Subvulkanite des Altiplano sowie der subandinen Pultflächen. Quelle des Feinmaterials waren die Grundmoränenflächen und periglazialen Glatthangdecken einer vorangegangenen Vereisung sowie die Hangschuttdecken der tiefer liegenden Talhänge als Produkt der tropisch-ariden Verwitterung.

Dieses Lockermaterial wurde erodiert und über die Flüsse und Quebradas und mit Schichtfluten ins Andenvorland transportiert. Die pliozäne Formation Changuillo ist ein älteres Beispiel für diesen Prozess, die typische blassrosa Färbung der Pyroklastite (s. Abb. 44) blieb in den Sedimenten erhalten. Damit waren am Ende der Fußflächenbildung große Mengen von lockerem Schluff und Sand im Becken von Ica-Nazca deponiert, semiaride Verhältnisse verhinderten die Glasverwitterung. Sie konnten leicht von den starken andenwärts gerichteten Winden aufgenommen werden. Während die Mittel- und Feinsandfraktion in Form von Dünen im Becken von Ica-Nazca und am unmittelbaren Andenfuß akkumuliert wurde, kam es – unter der zwingenden Voraussetzung einer Vegetationsbedeckung – im distaleren Bereich zur Akkumulation von typischem Wüstenrandlöss, dominant aus Feinsand und Schluff.

Angesichts der Unbeständigkeit vulkanischer Gläser kann deren Gehalt Aufschluss über den Verwitterungsgrad einer Probe aussagen, schließlich ist vulkanisches Glas am wenigsten beständig gegen chemische Verwitterung (DAHLGREN

ET AL. 1993, 101). Dies wird sich bei der Betrachtung der Böden im Arbeitsgebiet zeigen (Pe 107/1 und 2, 110/2).

In der chemischen Zusammensetzung kann keine nennenswerte marine Komponente der Lösse identifiziert werden. Dies deckt sich auch mit den Ergebnissen laufender Arbeiten zur Isotopenuntersuchung (Teilprojekt Isotopenanalayse – Arbeitsgruppe S. HOELZL, Ludwigs-Maximilian-Universität München, pers. Mitt.), die keine pazifische Herkunft verschiedener Elemente erkennen lassen. Dies ist neben der Entfernung zur Küste vor allem auf die Barrierewirkung der Küstenkordillere zurückzuführen. Dort sind Salz- und Gipskrusten entwickelt, im Bereich der Lössablagerungen fehlen diese. Die bisherigen Befunde bestätigen jedoch in keiner Weise die von HESSE & BAADE (2007) zur Diskussion gestellte Hypothese einer litoralen, aufgrund einer Meeresspiegelabsenkung freigelegten Staubquelle für die Löss-Sedimentation (ein „Watt“), was schon aufgrund des schmalen Schelfs vor der Küste sowie des im Mittelholozän schon längst wieder weit angestiegenen Meersspiegels ohnehin höchst unwahrscheinlich erscheint. Staub von der Küste sollte zudem gewisse Mengen an löslichen Salzen enthalten, die sich dann im Löss wieder finden würden.

Generell stellt sich die Frage nach einer litoralen Quelle der Schluffkorngröße. Unter den rezenten Bedingungen werden dominant Grob- und Mittelsand im Strandbereich verlagert, mit der Hauptwindrichtung landeinwärts verfrachtet und in Form von Dünen wieder abgelagert. Schluff stand dagegen im Bereich der Fußflächen in gewaltigen Mengen zur Verfügung. Deshalb erscheint es plausibler, dass unter ariden Bedingungen, beim Fehlen einer stabilisierenden Biokruste, große Mengen Staub aus ihnen ausgeweht wurden, ein Prozess, der unter Wüstenbedingungen ohne weitere fluviale Umlagerung und Aufbereitung des Sediments zum Erliegen kam. Diese beiden Szenarien hat schon MORTENSEN (1927, 28) in feuchteren bzw. trockeneren Gebieten der chilenischen Atacama als rezente Prozesse beschrieben.

Zur Hypothese einer nebelbürtigen Lösssedimentation

Von HESSE & BAADE (2007) wurde außerdem die Hypothese einer pazifischen Niederschlagsquelle in Form von Küstennebeln aufgestellt, die dann entwickelte Vegetationsdecke einer Loma war die Voraussetzung zur Lösssedimentation. Dagegen sprechen folgende Befunde:

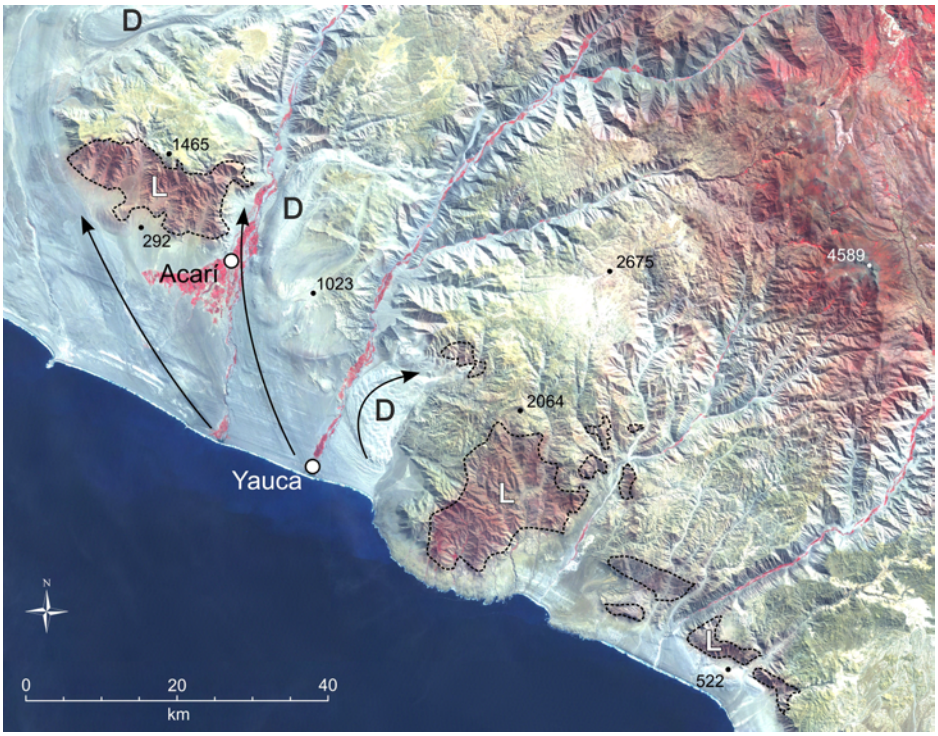


Abb. 40: Fleckenhafte Lomavegetation (L) am 21.5.2000 südlich des Arbeitsgebietes im Bereich um Acarí und Yauca, an den gleichnamigen Flüssen gelegen. Die Vegetationsbedeckung erscheint in rot (Landsat-ETM+-Falschfarbendarstellung, Szene 005/071 vom 21.5.2000, Kanäle 432; download von ftp://ftp.glcf.umiacs.umd.edu/glcf/Landsat/WRS2/) und ist überwiegend in Höhen von 500–1.400 m ü.M. entwickelt. Auf der Leeseite des Küstengebirges fehlen sie. Die Nebelniederschläge sind so stark, dass die Gerinne saisonal Wasser führen, wie die intensive Vegetationsentwicklung entlang der Tiefenlinien belegt. Im Nordosten bildet sich die Hochlandvegetation ab. Im Lee größerer Erhebungen und der Flussmündungen sind Dünenfelder (D) entwickelt, die Pfeile zeigen die Hauptwindrichtung an.

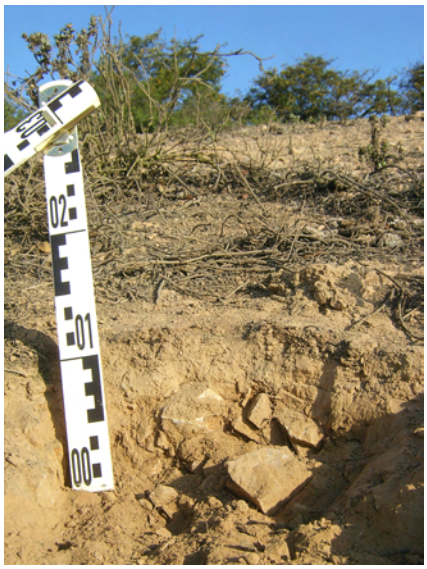


Abb. 41: Rezente Bodenbildung in der Loma von Acarí. Auf der Luvseite der Hänge kann sich durch Nebelniederschläge eine dichte Vegetationsdecke entwickeln **(links)**.

Abb. 42: Die Leeseiten der Hänge erhalten jedoch praktisch keinen Niederschlag. Eine Vegetationsentwicklung und Humusakkumulation ist hier nicht möglich. Das nebenstehende Bodenprofil liegt nur wenige Zehner Meter hinter der Kuppe im Bildhintergrund **(rechts)**. Die Abbildungen dieser Seite zeigen, dass regelmäßige Nebelniederschläge mit Lomavegetation bei der Lössbildung im Lee der Küstenkordillere keine Rolle spielten.

(1) Die Küstenkordillere ist eine wirksame Barriere, die das Vordringen von Küstennebeln in diesem Abschnitt verhindert. Nur wenn die Küstenkordillere zu niedrig ist, können die Küstennebel bis zu 50 km landeinwärts vordringen und für die Entwicklung einer Loma-Vegetation verantwortlich sein, z.B. bei Tacna (RICHTER 1981, 24).

(2) Selbst wenn Küstennebel in der Vergangenheit die Küstenkordillere überwunden haben sollten, müsste sich die extreme Luv-Lee-Abhängigkeit der Vegetationsentwicklung in der Lössmächtigkeit niederschlagen. Wie von RICHTER (1981, 24) beschrieben, ist der pflanzenverfügbare Niederschlag in einer solchen

Loma-Gesellschaft an steilen Hängen deutlich größer als an flacheren Hängen. In Lee gelegene Hänge werden kaum mit Wasser versorgt (s. Abb. 40). Unter den aktuellen Verhältnissen, die unmittelbar an der Küste bei Yauca (s. Abb. 2) beobachtet wurden, führt die Vegetationsentwicklung auf der Luvseite zu einer dichten Baumstrauch- und Kräutervegetation sowie zu einer Humusakkumulation, während nur wenige Zehner Meter hinter der Kammlinie in Lee weder eine Vegetationsentwicklung noch eine Bodenbildung festzustellen sind (s. Abb. 41 und 42). Das Fehlen der Bodenbildung lässt darauf schliessen, dass die heutigen Verhältnisse der nebelbürtigen Niederschlagsverteilung auch auf die Vergangenheit übertragen werden können.

Im Arbeitsgebiet kann jedoch weder eine Luv-Lee-Abhängigkeit der Lössmächtigkeit noch eine synsedimentäre Bodenbildung festgestellt werden. Es sind lediglich die einer Sukkulenten-Steppe entsprechenden Wurzelreste von Gräsern und Kakteen zu finden. Auch die Phytolithenuntersuchungen von SCHIEGL (mündl. Mitt. 2006) zeigen eine klare Dominanz von Gräsern.

Die mächtigsten Lösse finden sich im Bereich der Verebnungen: Die Datierungen zeigen, dass dies jedoch keine Folge einer verminderten Erosion ist, sondern einer verstärkten Akkumulation (s. Profil Pe 110 vom Cerro Bodegayoq). Selbst wenn die Nebelniederschläge bis auf 2.200 m ü.M. hinauf gereicht hätten, müssten die Flächen deutlich trockener gewesen sein als die angrenzenden Hänge und dann eine minimale Lössakkumulation zeigen.

(3) Eine intensivere Nebelbildung, die bis ins Arbeitsgebiet reichte, sollte auch in der Küstenkordillere eine Vegetationsentwicklung bewirkt haben. Bislang konnten in der Küstenkordillere jedoch weder Löss noch eine Bodenbildung festgestellt werden. Dies entspricht damit der von MORTENSEN (1927, 31) für Nordchile beschriebenen Abfolge: Er berichtet für den Andenwestabfall östlich Toco (21,7°S) von staubbedeckten Hängen, während in der Küstenkordillere die Hänge von Blöcken bedeckt sind.

Zusammengefasst: Eine nebelbürtige Löss-Sedimentation ist höchst unwahrscheinlich.

5.7.8 Alter und Depositionsrate der Lösse

Verschiedene Lösse wurden OSL-datiert. Die Datierungen stellen die Lösssedimentation in das Frühe bis Mittlere Holozän (EITEL ET AL. 2005, 148), zwi-

schen 11,17 ±1,15 ka (Pe 015/1, HDS-1322) und 4,15 ±0,36 ka (Pe 105/1, HDS-1359, neu berechnet durch KADEREIT 2006, pers. Mitt.). Eine Übersicht über die Datierungen gibt Tab. 10.

In den 7.000 Jahren der Lösssedimentation wurden im Mittel 40 cm Löss akkumuliert, woraus sich eine mittlere Akkumulationsrate von 0,06 mm/a errechnet. Diese liegt deutlich unterhalb der von PYE & SHERWIN (1999, 228) genannten Mindest**depositions**rate von 0,5 mm/a (unter semi-ariden Bedingungen), die zur Bildung eines frischen, unverwitterten oder umgelagerten Lösspakets notwendig ist. Aufgrund dieser Kalkulation ist anzunehmen, dass die Lössbildung im mehreren Phasen stattgefunden hat. Diese Hypothese wird durch eine fossile Bodenbildung am Cerro Bodegayoq bestätigt (Pe 110/3, Lössdeposition um 10,26 ±1,10 ka, HDS-1364). Über diesem Horizont wurden während der folgenden 4.000 Jahre nochmals 80 cm Löss abgelagert. Hieraus errechnet sich eine Depositionsrate von mindestens 0,2 mm/a. Eine Dauer der Bodenbildung von ca. 2.000 Jahren ist durchaus vorstellbar, so dass eine tatsächliche Depositionsdauer von nur noch 2.000 Jahren annehmen lässt, die Depositionsrate erreicht dann mit 0,4 mm/a etwa den von PYE geforderten Wert.

Betrachtet man die Verteilung der Altersdaten, so ergibt sich zwischen 6,8 und 4,1 ka eine entsprechende Datierungslücke. In diesem Zeitraum könnte es zur fossilen Bodenbildung gekommen sein. Exakter kann dieser Hiatus nur durch eine hoch auflösende Datierung der Lössprofile bestimmt werden. Dies ist vorgesehen.

Der beschriebene Standort auf dem Cerro Bodegayoq stellt einen Sonderfall innerhalb der Lösslandschaft dar, denn aufgrund seiner ebenen Lage auf den subandinen Pultflächen war der dort abgelagerte Löss weniger stark der Deflation und Erosion ausgesetzt, so dass sich dort die mächtigsten Lösse bilden konnten. Für die übrigen Lösse an den Talhängen muss daher angesichts der niedrigen Depositionsraten angenommen werden, dass ein Grenzwert von 0,5 mm/a angesichts der frischen, unverwitterten Lösse nicht auf das Arbeitsgebiet anwendbar ist. Offenbar ist unter den besonderen hygrischen Bedingungen andiner Täler eine niedrigere Nettodeposition anzunehmen. Grundsätzlich muss aber auch hier von einer ausreichend dichten Vegetationsdecke ausgegangen werden. Vermutlich sind die starken Winde dafür verantwortlich, dass von der Pflanzendecke ein deutlich geringerer Teil des deponierten Staubes dauerhaft fixiert werden konnte als in anderen Lössregionen der Erde.

Tab. 10: OSL-Altersdaten der Lösse an der Westflanke der Anden. Daraus geht hervor, dass sich die Lösslandschaft im Arbeitsgebiet im Frühen und Mittleren Holozän bildete. Probe Pe 101 datiert vermutlich aufgrund einer späteren Umlagerung jünger. Proben Pe 005 bis Pe 015/1 aus EITEL ET AL. (2005), Proben Pe 101 bis Pe 114 nach KADEREIT, unveröffentlicht.

Probe	Entnahmetiefe (cm)	Labor-Nr.	OSL-Alter (ka)
Pe 005	30	HDS-1318	9,28±0,86
Pe 013	30	HDS-1320	10,66±0,77
Pe 014	30	HDS-1321	6,86±0,41
Pe 015/1	30	HDS-1322	11,17±1,15
Pe 101	30	HDS-1356	2,71±0,16
Pe 103	30	HDS-1357	6,82±0,77
Pe 105/1	20	HDS-1359	4,15±0,36
Pe 105/2	50	HDS-1360	9,35±0,79
Pe 108	35	HDS-1361	9,94±0,89
Pe 109	30	HDS-1362	9,16±1,12
Pe 110/1	15	HDS-1363	4,16±0,30
Pe 110/3	80	HDS-1364	10,26±1,10
Pe 111/2	50	HDS-1365	7,64±0,49
Pe 112	30	HDS-1366	9,88±0,79
Pe 113	30	HDS-1367	7,15±0,65
Pe 114	30	HDS-1368	7,80±0,65

5.8 Die Bodenentwicklung im Arbeitsgebiet

Generell ist nur in bestimmten Bereichen des Arbeitsgebietes eine nennenswerte Überprägung der Lockersedimente durch eine Bodenbildung festzustellen (zur Lage siehe Abb. 86 im Anhang):

- rezent auf den semiariden andinen Hochflächen (Andosole, Abb. 44);
- fossil im früher semiariden Bereich der subandinen Pultflächen (Abb. 43);
- rezent im Bereich der Flussoasen (Fluvisole, Abb. 48).

Nur in diesen Bereichen ist ausreichend Feuchtigkeit über einen längeren Zeitraum vorhanden (gewesen), um bodenbildende Prozesse auszulösen, die heute nachweisbar sind. In den übrigen Bereichen des Arbeitsgebietes sind frühere Bodenarchive bereits wieder abgetragen worden oder die Intensität der Prozesse reichte nicht aus, um pedogene Merkmale auszubilden. Dies ist in Trockengebieten allgemein der Normalfall. Dort reichte der vorhandene Niederschlag allenfalls zu einer geringfügigen Modifikation des Elementgehaltes.

Um aber im Rahmen der Fragestellung dieser Arbeit frühere Fluktuationen des Wüstenrandes im Sedimentarchiv erkennbar zu machen und damit entsprechende Horizonte für deren spätere Datierung zu identifizieren, wurde der Versuch unternommen, selbst anhand kleinerer Schwankungen im Elementgehalt auf bodenbildende Prozesse zu schließen. Dabei ist das einzelne Element nur selten aussagekräftig und oftmals sind Schwankungen auf eine natürliche Variabilität oder Messungenauigkeiten beim Nachweis zurückzuführen. Die gemeinsame Betrachtung verschiedener Elemente kombiniert dagegen auch die Vielfalt verschiedener nebeneinander ablaufender Prozesse der Verwitterung und Bodenbildung und kann in der Synthese eine paläopedologische Aussage durchaus möglich machen. In den folgenden Abschnitten sollen daher verschiedene Befunde gegenübergestellt werden, die auf eine initiale Bodenbildung schließen lassen. Dabei wird von den ausgeprägten Bodenbildungen im Arbeitsgebiet ausgegangen und über Analogieschlüsse eine initiale Bodenbildung in den Lössen nachgewiesen.

5.8.1 Profil Pe 110 – Paläoboden im Löss am Cerro Bodegayoq

Wird ein Substrat über einen gewissen Zeitraum ausreichend durchfeuchtet, so beginnen sich Pflanzen anzusiedeln. Damit wird es zu einem belebten Boden, bodenbildende Prozesse setzen ein. Das Substrat wird mit organischer Substanz angereichert, saure Wurzelexsudate beschleunigen den Prozess der Verwitterung. Verbraunung und Verlehmung sind die Folge, puffernde Bestandteile der Substrate werden verbraucht.

Ein Schlüsselprofil für bodenkundliche Untersuchungen im Arbeitsgebiet ist das Profil Pe 110. Es befindet sich auf den äußersten Ausläufern der subandinen Pultflächen in 2.200 m ü.M. an der Feuchtegrenze der Lössverbreitung. Im Gelände können drei Horizonte unterschieden werden:

Tab. 11: Bodenchemische Parameter Profil Pe 110 (1)

Probe	Horizont-bezeichnung	Tiefe (cm)	$CaCO_3$ %	Cl (mg/l)	SO_4 (mg/l)	C_{org} (%)
Pe 110/1	A(i)	0–30	0,2	0,8	1,5	0,3
Pe 110/2	2Ah	30–70	0,2	1,5	20,7	0,6
Pe 110/3	2C	> 70	0,7	49,2	44,5	0,2

Tab. 12: Bodenchemische Parameter Profil Pe 110 (2)

Probe	Horizont-bezeichnung	Tiefe (cm)	vulk. Glas (%)	pH ($CaCl_2$)	Cd_{ges} mg/kg	Cd_{mob} (μg/kg)
Pe 110/1	A(i)	0–30	7,9	8,0	3,0	35,2
Pe 110/2	2Ah	30–70	5,7	8,9	0,4	11,2
Pe 110/3	2C	> 70	13,4	8,8	3,4	7,5

- 0–30 cm ein kaum verwitterter Löss, von Wurzeln durchsetzt (A(i), Pe 110/1);
- 30–70 cm ein verbraunter, begrabener und durchwurzelter Paläobodenhorizont (2Ah, Pe 110/2);
- > 70 cm ein kaum verwitterter Löss (2C, Pe 110/3).

Episodische Niederschläge erlauben eine rezente initiale Bodenbildung im A(i)-Horizont. Im 2Ah-Horizont zeigen sich typische Veränderungen des Ausgangsmaterials, bedingt durch eine fossile Bodenbildung, welche zu Verbraunung und Verlehmung führte. Beide Bodenhorizonte sind gegenüber dem Ausgangsmaterial an Carbonat verarmt, ebenso an Chlorid und Sulfat (s. Tab. 11), außerdem an vulkanischem Glas (s. Tab. 12). Dies sind typische Zeichen einer vertikalen Stoffverlagerung im Profil sowie einer beginnenden Verwitterung.

Der Cd_{ges}-Gehalt dagegen zeigt dagegen lediglich im 2Ah-Horizont einen starke Reduktion. Dies könnte eine Folge der Bodenbildung sein (s. Tab. 12 und Abb. 45). Um diese Hypothese zu überprüfen, ist der Cadmium-Status rezenter

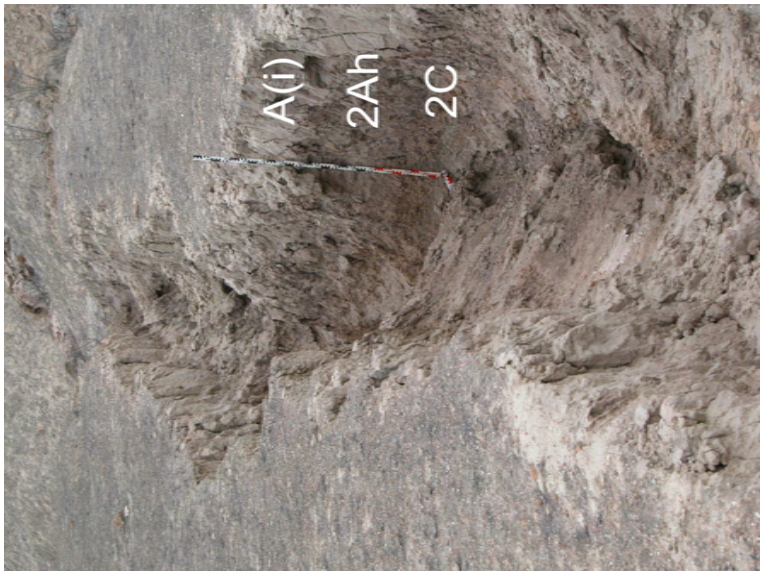
Böden nun von Interesse, da dort bodenbildende Prozesse ablaufen, die einen Einfluss auf den Cadmium-Gehalt erwarten lassen. Dazu wurde ein Boden im Bereich der andinen Hochflächen untersucht.

5.8.2 Profil Pe 107 – Andosol der andinen Hochflächen bei Ocoro

Die Hochflächen im Nordosten des Arbeitsgebietes werden von lockeren vulkanischen Aschen eingenommen. Aus diesen entwickeln sich Andosole, die auf der Hochfläche bei Ocoro (3.300 m ü.M., s. Abb. 18) beprobt wurden. Profil Pe 107 (Abb. 44) zeigt eine typische, 45 cm mächtige Bodenbildung, die in zwei Horizonte gegliedert ist, dann folgt mit einer deutlichen Grenze der Übergang zu einer hellrosa gefärbten, grabbaren vulkanischen Asche. Aufgrund seiner Genese aus Vulkanaschen ist der Oberboden mit einem Kohlenstoffgehalt von 1,7 Gew.-% dunkelbraun gefärbt und es ist ein ausgeprägtes Krümelgefüge ausgebildet.

Bodenentwicklung des Andosols

Geländeansprache und Laborergebnisse zeigen, dass das Profil mehrschichtig aufgebaut ist: Eine Phase der Andosolbildung (2Ah) aus Vulkanasche (2C) war gefolgt von einer Verschüttung des Profils. Aufgrund der Lage des Profils auf der Hochfläche ist von keiner Verschüttung durch eine lokale Komponente, sondern von allochthonem, angesichts des Korngrößenspektrums äolischem Material (Ah) auszugehen. Der Andosol wurde von Löss bedeckt. Dies belegt der trotz folgender Bodenbildung hohe Glasanteil bei gleichzeitig niedrigem Schwermineralgehalt (s. Tab. 14). Umgelagerter Oberboden sollte ähnliche Glasgehalte wie Pe 107/2 zeigen. Angesichts des etwas höheren Glasanteils ist davon auszugehen, dass der Ah-Horizont weniger intensiv verwittert ist, analog zum A(i)-Horizont am Cerro Bodegayoq. Der niedrigere Schwermineralgehalt belegt zudem die Annahme eines allochthonen Materials, der vulkanische Anteil des Lösses ist durch nicht vulkanisches Material, z.B. aus der weit verbreiteten sedimentären Formación Labra, quasi verdünnt worden. Die vermutlich mit der Bodenbildung von Pe 110/2 korrelierende Bodenbildung im 2Ah führte zu einer selektiven Verwitterung der Gläser und damit zu einer Anreicherung der Schwerminerale (s. Tab. 20 im Anhang).



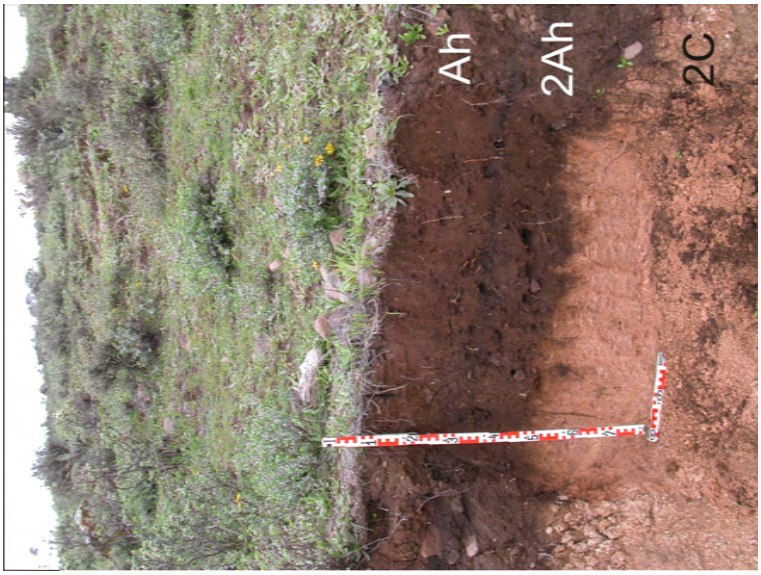


Abb. 43: Lössprofil auf dem Cerro Bodegayoq (Pe 110, (**links**).

Abb. 44: Typischer Andosol der von Vulkanaschen eingenommenen Hochflächen bei Ocoro (Pe 107, **rechts**). Ah bis 25 cm, 2Ah bis 45 cm Tiefe, darunter das vulkanische Ausgangsmaterial. Die Vegetationsdecke bildet den Zustand am Ende der Regenzeit ab (März).

Tab. 13: Gliederung und Korngrößenspektrum des Andosol-Profils (Pe 107)

Probe	FHG	fG	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T
Pe 107/1	68	8,55	0,95	3,54	11,26	22,31	22,39	14,39	16,61
Pe 107/2	59	10,99	2,78	7,71	22,64	18,30	18,89	10,70	7,98
Pe 107/3	60	6,82	4,25	9,91	23,50	13,23	22,93	13,75	5,62

Elementgehalte des Andosol-Profils unter besonderer Berücksichtigung der Cd-Gehalte

Verwitterte Gläser sind über einen initialen Verlust an Natrium zu identifizieren, bei weiterer Verwitterung steigen die Gehalte an Eisen und Aluminium relativ durch die zunehmende Abfuhr von SiO_2 (DAHLGREN ET AL. 1993, 110). Typischerweise sind die Fe-Gehalte hoch, da Fe als Residuum der schnellen Verwitterung des Ausgangsmaterials verbleibt (BRIDGES ET AL. 1998, 20). Die Na- und Fe-Gehalte im Profil zeichnen diese Prozesse nach (s. Tab. 14). Da noch ausreichend vulkanisches Glas vorhanden ist, sind diese Vorgänge nicht besonders ausgeprägt.

Die N_{ges}-Gehalte liegen im für Andosole üblichen Bereich von 100–300 mg/kg (SHOJI ET AL. 1993, 213).

Der Cu-Gehalt des Ausgangsmaterials entspricht dem Gehalt andesitischer Gesteine von 20–30 ppm, wie er von KOBAYASHI & SHOJI (1976) angegeben wird. Obwohl der Cu-Gehalt von vulkanischem Glas gering ist, ist es durch seine schnelle Verwitterung doch die Hauptquelle für Cu in Andosolen (SHOJI ET AL. 1993, 226). Im Boden kommt zur Bildung von sehr stabilen Cu-Humus-Komplexen und damit zur Anreicherung (STEVENSON & ARDAKANI 1972). So spiegelt sich die Verwitterung der Gläser in den beiden Bodenhorizonten in erhöhten Cu-Gehalten wider.

Die Zn-Gehalte um 75 ppm sind ebenfalls typisch für das andesitische Ausgangsgestein, allgemein liegen die Gehalte zwischen 60 und 90 ppm. Da Zn weniger stabile Komplexe eingeht, reichert es sich im Boden nicht an, sondern wird unter humiden Bedingungen ausgewaschen (SHOJI ET AL. 1993, 228). Dies ist unter den aktuellen andinen Bedingungen offenbar nicht der Fall, jedoch wird

das mit Zn vergesellschaftete Cd, welches im sauren Milieu um ein Vielfaches mobiler ist, bereits massiv abgeführt (s. Abb. 45). Die Verluste gegenüber dem Ausgangsmaterial betragen beinahe 90 %! Das bedeutet, dass sowohl die fossile wie auch die rezente Bodenbildung zu einem massiven Cd-Entzug führen. Angesichts der hohen Cd-Gehalte des unverwitterten Ausgangsmaterials ist Cd offenbar ein Indikator für eine (Paläo-)Bodenbildung im semiariden oder trockenklimatischen Umfeld!

Darüber hinaus kann anhand der Cd-Gehalte die Durchmischung von Vulkaniten und Sandsteinen in den Lockersedimenten sichtbar gemacht werden: Am Profil Pe 202 (Palpa-Tal) wurde eine Lössdecke über Sandstein-Hangschutt analysiert. Die Lössdecke enthält dabei knapp 4 mg/kg Cd, bei zunehmender Vermischung mit in situ verwitterem Hangschutt der Sandsteine sinkt der Gehalt auf nur noch 1 mg/kg (s. Tab. 24 im Anhang).

5.8.3 Profil Pe 306 – Hochflutsediment am Rio Palpa

Da die Hochflutsedimente im Arbeitsgebiet die jüngsten Archive der Landschaft darstellen, sind sie der chronologischen Gliederung folgend erst später im Text eingehender beschrieben. Zum weiteren Verständnis sei daher nur bemerkt, dass sich in den Hochflutsedimenten die Aufarbeitungsprodukte der Moränen, der Glatthangdecken sowie der Lösse wiederfinden. Auch erodierte Böden sind hier eingearbeitet, was sich im Elementgehalt zeigt. Sämtliche Horizonte sind durch einen starken Cd-Verlust gekennzeichnet (s. Abb. 45). Die Ursache für diese Auffälligkeit kann verschiedene Ursachen haben:

- der Cd-arme Horizont besteht aus erodiertem Bodenmaterial bzw. aufgearbeiteten Hochflutsedimenten der Oasen (allochtoner Cd-Entzug),
- unverwittertes Cd-reiches Material wurde sedimentiert und erst später kam es zur Cd-Verarmung (in situ-Entzug),
- das Material stammt von einem Cd-armen Ausgangssubstrat.

Letztere Möglichkeit kommt kaum in Frage, da im Arbeitsgebiet generell hohe Cd-Gehalte festzustellen sind, schließlich sind die Feinmaterialdecken verschiedener genetischer Herkunft das Resultat der Mischung verschiedenster Ausgangsgesteine des Arbeitsgebietes.

Tab. 14: Elementgehalte des Andosol-Profils (Pe 107). GA = Glasanteil, SM = Schwermineralgehalt

Probe	$CaCO_3$ (%)	C_{org} NaVe(%)	C_{ges} (%)	N_{ges} (%)	S_{ges} (%)	Cu_{ges} mg/kg	Zn_{ges} mg/kg	Na_{ges} g/kg	Fe_{ges} g/kg	GA in % (fS+mS)	SM in % (fS+mS)
Pe 107/1	0,3	1,38	1,63	0,17	0,87	83	74,7	2,09	38,94	33,03	3,3
Pe 107/2	0,3	1,47	1,74	0,18	0,30	77	76,6	2,06	38,94	26,80	8,8
Pe 107/3	0,2	0,82	0,67	0,08	0,02	33	73,1	2,89	23,41	21,95	0,8

Zur Klärung des Phänomens der Cd-Verluste müssen dessen Eigenschaften im Boden berücksichtigt werden. Diese sind im folgenden Abschnitt beschrieben:

5.8.4 Exkurs – die Eigenschaften von Cadmium in Böden

Während der mittlere Cd-Gehalt der kontinentalen Kruste bei 0,1 mg/kg liegt, können in Abhängigkeit vom geologischen Untergrund auch Werte bis zu 3 mg/kg auftreten (SCHEFFER 2002, 319). Die Sedimente im Arbeitsgebiet weisen mit 3–4 mg/kg damit sehr hohe Gehalte an Cd auf. Quelle des Cd sind die vulkanischen Gesteine, die das chemisch eng mit Zn vergesellschaftete Cd enthalten. Damit kommen als Lieferanten Schwerminerale wie Hornblende, Augit und Biotit in Frage. Der Cd-Reichtum könnte damit in einer Anreicherung von Schwermineralen begründet sein. Cd ist jedoch in gleichem Maße auch in den vulkanischen Gläsern enthalten, Quelle des Cd in der Landschaft sind also die regionalen Cd-reichen Magmen.

Der wichtigste löslichkeitsbestimmende Faktor für Cd in Böden ist der pH (STYPEREK 1985). Im schwach sauren bis alkalischen Bereich liegt Cd im Boden überwiegend in immobiler Form vor. Unterhalb pH 6 wird es jedoch schnell mobilisiert und damit pflanzenverfügbar bzw. es kann ausgewaschen werden. Bei pH 5 sind schon ca. 30 % des adsorbierten Cd in Böden unspezifisch, durch Erdalkaliionen austauschbar und damit pflanzenverfügbar sorbiert (HORNBURG & BR"UMMER 1987). In Pflanzen wird es vor allem in der Wurzelmasse akkumuliert (JARVIS ET AL. 1976). In den meisten Böden liegen die Konzentrationen bei 0,5–1 mg/kg Cd (VAN BRUWAENE ET AL. 1984, 87). Dies gilt auch für das Arbeitsgebiet und stellt vermutlich ein Residuum besonders stabiler Cd-Verbindungen dar.

Angesichts der allgemein alkalischen pH-Gehalte der Böden und Sedimente im Arbeitsgebiet zwischen pH 7,5 und pH 9 sowie einer allenfalls initialen Verwitterung ist ein Cd-Entzug als Folge einer allgemeinen Versauerung nicht zu erklären. Der 2Ah-Horizont des Profils Pe 110 zeigt jedoch das Paradoxon eines starken Cd-Verlustes bei alkalischer Bodenreaktion.

Eine Versauerung im Boden kann jedoch nicht nur auf einen Säureeintrag von außen zurückzuführen sein, sondern auch auf eine Versauerung in der Kontaktzone Boden – Wurzel durch saure Wurzelexsudate. Dies setzt über einen längeren Zeitraum eine Durchwurzelung und damit das Vorhandensein einer Pflanzende-

cke voraus! Damit wird Cd zu einem Paläoklimazeiger, denn seine Abfuhr zeigt somit auch Paläobodenhorizonte an, die keine makroskopischen Spuren einer Bodenbildung oder Durchwurzelung mehr aufweisen.

Wie kann eine solche Durchwurzelung nachgewiesen werden? Da die Gehalte an C_{org} mit 0,1 % so niedrig sind, dass sich Schwankungen im Bereich der Nachweisgrenze bewegen, muss ein anderer Parameter gefunden werden. Auch hier bietet sich das Cd wiederum als Werkzeug an. Da die Pflanzen dem Boden Cd entziehen und somit verantwortlich für die massive Cd-Abfuhr aus Bodenhorizonten sind, kann über den Gehalt mobiler, leicht extrahierbarer Cd-Verbindungen, die bei der Einlagerung des Cd in die Wurzelmasse gebildet werden, auf eine ehemalige Durchwurzelung geschlossen werden. Dazu wurden neben dem Gesamtgehalt an Cd durch Extraktion mit $Ca(NO_3)_2$ auch die Gehalte an mobilem Cd bestimmt.

Das Ergebnis zeigt Abb. 45. Offenbar besteht für das Profil Pe 107 eine negative Korrelation von Cd_{ges} und Cd_{mob}. Diese erklärt sich durch die Mobilisierung von Cd im sauren Milieu der Rhizosphäre und Aufnahme von Cd durch die Pflanzen. Ein Teil des Cd wird mit der Streu durch Beweidung oder Ausblasen den System entzogen. Ein vergleichsweise großer Teil bliebt in der unterirdischen Pflanzenmasse in mobiler Form. Dieses Cd wird als Cd_{mob} gemessen. Tabelle 15 zeigt die Cd_{ges}- sowie die Cd_{mob}-Gehalte der untersuchten Proben.

Beim Profil Pe 110 ist das Cd-Verhalten jedoch anders ausgeprägt (Abb. 45): Während mit zunehmender Tiefe und abnehmender Durchwurzelung der Gehalt an mobilem Cd zurück geht, ist lediglich der 2Ah-Horizont (Pe 110/2) an Cd_{ges} verarmt. Hier überlagern sich zwei zeitlich getrennte Prozesse: Einerseits die Paläobodenbildung des 2Ah, die einen starken Cd-Entzug mit sich brachte, andererseits eine (sub)rezente Durchwurzelung bei episodischen Niederschlägen, die noch nicht lange genug andauerte, um zu einer spürbaren Cd_{ges}-Reduktion zu führen, jedoch durch die Umwandlung in mobile Cd-Verbindungen in der Wurzelmasse schon einen initialen Cd-Entzug anzeigt.

Tab. 15: Cd_{ges}- sowie die Cd_{mob}-Gehalte ausgewählter Profile des Arbeitsgebietes. Profil Pe 310 wurde in 5 cm-Schritten beprobt.

Probe	Hor.	Cd_{ges} (mg/kg)	Cd_{mob} (μg/kg)
Pe 107/1	Ah	0,4	30,1
Pe 107/2	2Ah	0,4	25,1
Pe 107/3	2C	3,3	2,1
Pe 110/1	C	3,0	35,2
Pe 110/2	2Ah	0,4	11,2
Pe 110/3	2C	3,4	7,5
Pe 306/1	Ap	0,5	9,6
Pe 306/2	2Ah	0,5	0,0
Pe 306/3	3Cw	0,9	5,1
Pe 306/4	4Cg	0,2	1,3
Pe 306/5	5C	0,4	6,7
Pe 306/6-1	6Cw1	0,7	4,2
Pe 306/6-2	6Cw2	0,9	1,6
Pe 306/7	7C	0,3	1,5
Pe 310/1	C	3,0	8,7
Pe 310/2	C	3,5	5,1
Pe 310/3	C	3,6	5,0
Pe 310/4	C	3,5	3,2
Pe 310/5	C	3,7	1,4
Pe 310/6	C	4,0	1,1
Pe 310/7	C	4,0	2,0
Pe 310/8	C	3,7	7,1
Pe 310/9	C	3,5	8,5

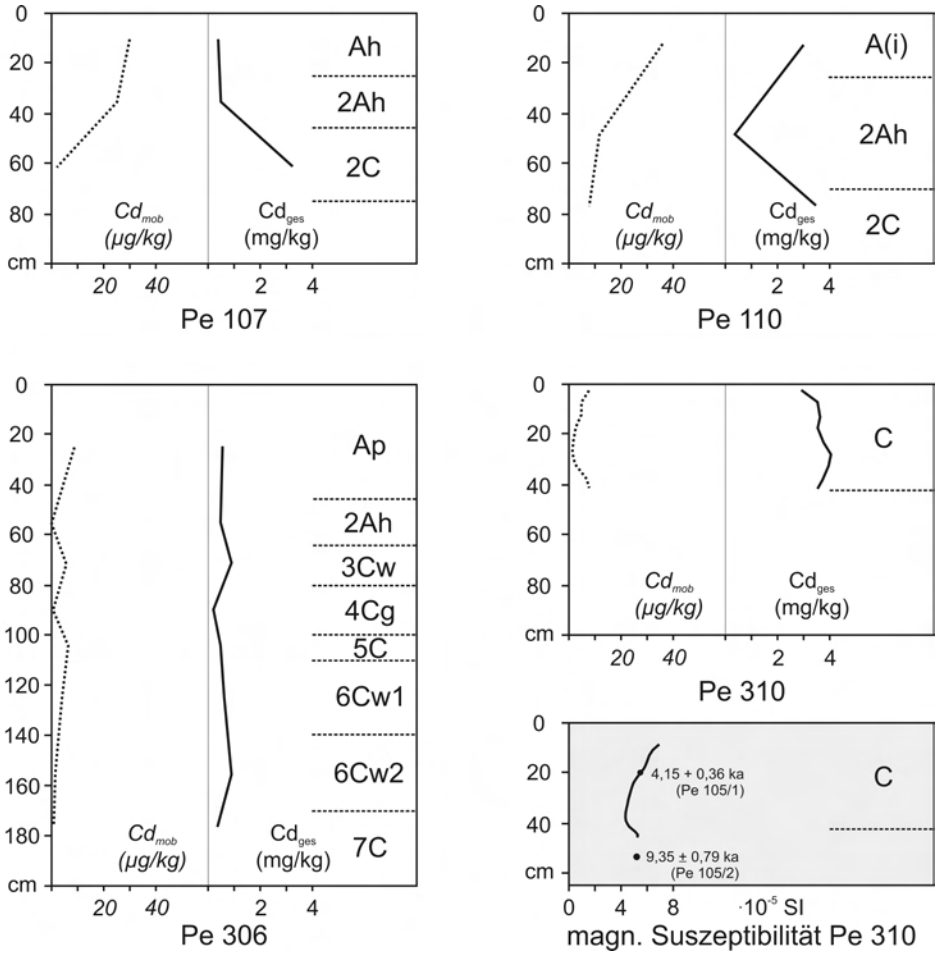


Abb. 45: Cd_{ges}- (fett) und Cd_{mob}-Gehalte (gepunktet) der untersuchten Profile. Profil Pe 310 zeigt einen typischen Löss aus dem Arbeitsgebiet, eine geringfügige Vegetationsentwicklung führte zur initialen Mobilisierung von Cd. Profil Pe 110 von der Hochfläche zeigt dieses Verhalten ausgeprägter, außerdem bildet sich im zweiten Horizont ein fossiler Ah-Horizont ab, der stark an Cd verarmt ist. Profil Pe 107 (Andosol) zeigt einen intensiven Cd-Entzug aufgrund der Vegetationsbedeckung. Das Fluvialprofil Pe 306 schließlich ist stark an Cd verarmt. Durch die Bewässerungswirtschaft wird nur der oberste Horizont versorgt, so dass auch nur dort hohe mobile Cd-Werte erreicht werden.

Fazit:

- Cd_{mob} kann helfen, eine Durchwurzelung und damit Bodenbildung nachzuweisen, während
- Cd_{ges} über seinen Entzug die relative Dauer oder Intensität einer Durchwurzelung anzeigt.

Damit ist Cadmium ein Proxy für Feuchtphasen in ariden Gebieten. Anhand der beiden Parameter wurde für das Profil Pe 310, ein praktisch unverwitterter Löss bei Jaime, der Versuch unternommen, diese Bodenbildungen wieder zu identifizieren.

5.8.5 Profil Pe 310 – unverwitterter Löss bei Jaime mit chemisch diagnostizierbarem Wurzelhorizont

Das Profil wurde inmitten der Lösslandschaft des St. Cruz-Tales auf 1.300 m ü.M. in einer Kuppensituation angelegt, um sekundäre Umlagerungen von Material auszuschließen (zur Lage s. Abb. 18). Die Lössablagerungen erreichen hier eine Mächtigkeit von etwa 45 cm und zeigen keine Stratifizierung.

Die oben beschriebene negative Korrelation der beiden Cd-Parameter ist auch in diesem Profil festzustellen, wenn auch nur graduell. Da dieser Standort aufgrund seiner Tallage trockener als die der Profile Pe 110 und Pe 107 ist, war dieses schwächere Bodenbildungssignal auch zu erwarten. Während die subrezente bis rezente Durchwurzelung analog zum Profil Pe 110 auch hier in den oberen Horizonten festzustellen ist, fällt ein zweites Maximum an der Untergrenze des Profils auf (s. Abb. 45). Zwei Erklärungen sind denkbar:

- Es liegt ein sekundärer Wurzelhorizont aufgrund feuchterer Verhältnisse im Unterboden vor, wie er aus den kontinentalen Steppen bekannt ist, oder
- eine fossile initiale Bodenbildung ist vorhanden.

Erstere Möglichkeit ist angesichts des einheitlichen Korngrößenspektrums des Substrates und der damit einheitlichen Feldkapazität eher unwahrscheinlich. Zudem liegt der Anstieg an Cd_{mob} tiefer als es eine Verdunstung infolge einer insolationsbedingten Bodenerwärmung vermuten lässt. Außerdem kann auch ein interflow ausgeschlossen werden, liegt doch unter der Lössdecke ein lockerer, nicht

wasserstauender Hangschutt. Es kommt also nur eine fossile initiale Bodenbildung in Frage. Zur Überprüfung dieser Hypothese wird im nächsten Abschnitt ein weiterer Indikator für eine Bodenbildung betrachtet: Die magnetische Suszeptibilität.

5.8.6 Die magnetische Suszeptibilität der Lösse

Vielfach zeigen sich bodenbildende Prozesse in einer Zunahme der magnetischen Suszeptibilität entsprechender Horizonte aufgrund der Bildung ferrimagnetischer Minerale. Zur Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität der Lösse wurden deshalb zwei Rammkerne entnommen. Der erste Kern (Pe 301) wurde am Andenfuß unterhalb des Cerro de Tunnel entnommen, der zweite (Pe310) bei Jaime im oberen St. Cruz-Tal (zur Lage s. Abb. 86 im Anhang). Ziel dieser Untersuchung war, mögliche Korrelationen dieser Kerne mit dem Befund der fossilen Bodenbildung am Cerro Bodegayoq (Pe 110) festzustellen.

Die Ergebnisse der Messungen sind in Abb. 45 dargestellt. Zu beachten ist dabei, dass aufgrund der Bauart der kontinuierlichen Messeinrichtung an den Kernenden jeweils ca. ein dm nicht in die Messung mit einbezogen werden konnte. Mit dargestellt sind die Altersdatierungen der jeweils benachbarten Proben Pe 108 bzw. Pe 105/1 und 105/2 in ihrer jeweiligen Tiefe.

Vergleicht man die Veränderungen in der Suszeptibilität des Lössprofiles Pe 310 mit dem Tiefengang der Cd_{ges}-Gehalte, so ist festzustellen, dass beide Parameter negativ korrelieren, also eine Bodenbildung mit einer Abfuhr von Cd mit einer gleichzeitigen Bildung ferrimagnetischer Minerale verbunden ist. Dies entspricht den Erwartungen. Außerdem korreliert der Gehalt an Cd_{mob} auffällig mit der Suszeptibilität (s. Abb. 45). Diese positive Korrelation ist ebenfalls zu erwarten, denn bei einer initialen Bodenbildung bilden sich sowohl ferrimagnetische Minerale wie auch mobile Cd-Verbindungen. Cd zeigt damit tasächlich eine Bodenentwicklung an.

5.9 Zur fluvialen Dynamik im Arbeitsgebiet

Im Rahmen der laufenden Arbeiten wurde auch der Bereich der fluvialen Sedimente der Flussoasen bearbeitet. Zum einen sind die dortigen Hochflutsedimente ein weiteres Paläoklimaarchiv der Region, zum anderen tragen sie archäologische Befunde.

5.9.1 Terrassenprofil Pe 306/311 – Jauranga

Mehrere Niveaus von Flussterrassen im gesamten Arbeitsgebiet zeugen von verschiedenen Phasen der Einschneidung und Akkumulation. In den Flussoasen um Palpa, zwischen dem Lauf des Rio Palpa und des Rio Vizcas gelegen, wurde eine Flussterrasse intensiv untersucht, die sich wenige hundert Meter flussabwärts des archäologischen Fundplatzes Jauranga mit seinen Funden der Paracas- und Nascazeit befindet (s. Abb. 46 und 49). Die Terrasse liegt im Mittel ca. 3 m über dem aktuellen Lauf des Rio Palpa. Es wurden zwei nebeneinander gelegene Testschnitte angelegt. Während die Grube Pe 306 ein typisches Hochflutsediment ohne Kies und Geröll frei legte, erschloss das wenige Meter westlich angelegte Profil Pe 311 eine Flutrinne. Abb. 47 zeigt den schematischen Aufbau des Terrassenkörpers.

Die obersten drei Horizonte sind sandig-schluffig (Sl3 bis Su3). Darauf folgt eine Sandlage, dann wieder schluffiger Sand. Das Material des folgenden Horizontes, Pe 306/6-1, ist tonig-schluffig und von mehreren humosen Lagen durchsetzt. Dies gilt auch für den nächsten Horizont. Darunter folgen noch schluffig-sandige Ablagerungen, bis dann die kiesige Talfüllung einsetzt.

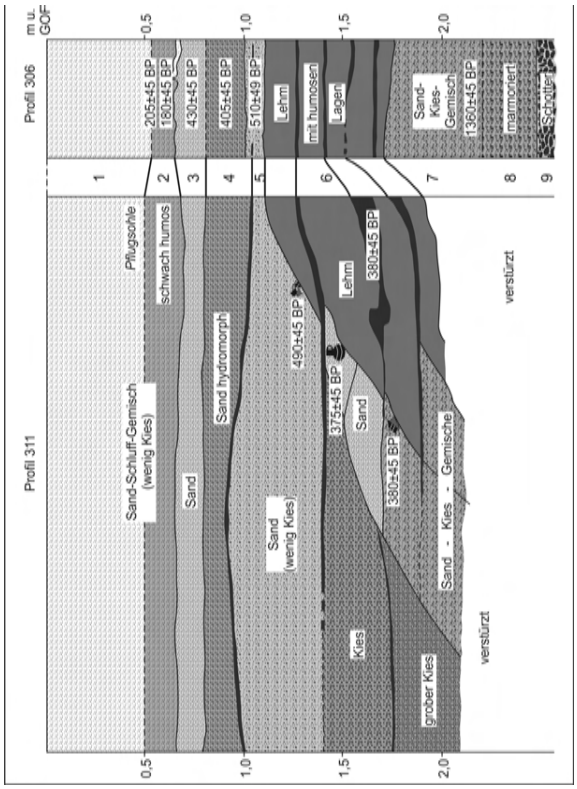
Verschiedene Horizonte wurden ^{14}C-datiert und mit weiteren Proben aus dem fluvialen Bereich publiziert (UNKEL ET AL. 2007). Die ^{14}C-Alter sowie der schematische Aufbau der Terrasse sind in Abb. 47 dargestellt. Anhand der Datierungen kann das Profil in drei genetische Phasen untergliedert werden: Horizont Pe 306/7 und Pe 306/6-2 wurden gegen Ende der Nasca-Zeit im 7./8. Jh. n. Chr. aufgeschüttet. Sie unterscheiden sich im Schwermineralgehalt von den jüngeren Horizonten. Es folgte eine lange Ruhephase. Erst im 15./16. Jh, in der ersten Hälfte der Kleinen Eiszeit, kam es wieder zu Hochflutereignissen, welche zur Ablagerung von ca. 0,8 m Hochflutsedimenten führten. Dabei wurde während eines Flutereignisses die Flutrinne in den alten Terrassenkörper eingetieft, nas-

Abb. 46: Lage des Terrassenprofils Pe 306 bei Jauranga, Blickrichtung nach Norden. Die Grube Pe 311 liegt links außerhalb des Bildes. Zur Lage s. Abb. 86 im Anhang.

cazeitliche Keramik umgelagert und am Rand der Rinne deponiert und später durch die Horizonte Pe 306/5 bis 306/3 verschüttet. Zwischen dem 17. und 20. Jh. kam es zu einer erneuten Verschüttung, die nochmals 0,7 m Sediment brachte.

Der paläoklimatische Befund für das Profil Pe 306 lautet also:

- eine fluviale Aktivitätsphase gegen Ende der Nascazeit,
- Jahrhunderte lange Inaktivität als Ausdruck einer Trockenphase, die auch im Hochland wirksam war, was die Wasserführung der Flüsse stark reduzierte,
- erneute Aktivitätsphasen während der Kleinen Eiszeit mit einer starken Überprägung der postnascazeitlichen Terrassenlandschaft.



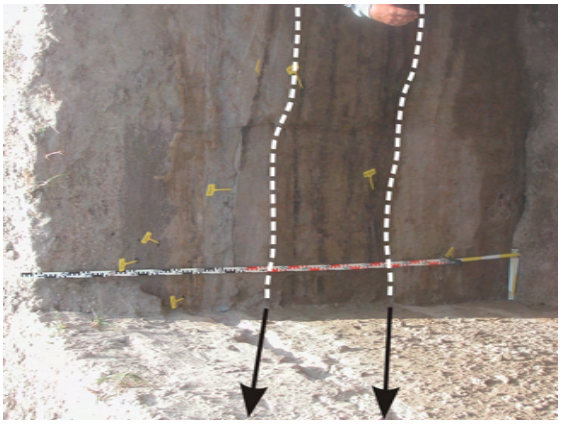


Abb. 47: Gliederung der 3 m-Terrasse des Rio Palpa bei Jauranga (**links**). Pe 311 zeigt im unteren Bereich den Übergang zu einer Flutrinne, während Pe 306 den ungestörten Terrassenkörper abbildet. Keramikfunde wurden bei der Anlage der Rinne während der Kleinen Eiszeit aus einer nascazeitlichen Terrasse ausgewaschen und hier am Rande der Rinne deponiert. Dargestellt sind die ^{14}C-Alter aus UNKEL ET AL. 2007. Zur Lage siehe Abb. 49.

Abb. 48: Hochflutsedimente der 3 m-Terrasse am Rio Palpa bei Jauranga, Profil Pe 306 (**rechts**).

5.9.2 Weitere Hochflutsedimente

Zur Überpüfung der Interpretation des Geoarchivs Pe 306 wurden weitere Standorte im fluvialen Bereich untersucht. Etwa 10 km nördlich von Palpa wurde am Westufer des Rio Grande eine weitere Terrasse datiert, die Probe war im ersten Meter des Hochflutsedimentes eingebettet (Pe 303, zur Lage s. Abb. 86). Auch diese Terrassenverschüttung fällt in das 15. Jh. (ET-30227).

Im St. Cruz-Tal wurde bei Huayuri ein Holzrest datiert, der einer +5 m-Terrasse in ca. 1 m Tiefe entnommen wurde. Diese Probe (Pe 307, ET353) ist wiederum dem Zeitraum 15. bis 17. Jh. zuzuordnen. Dies bestätigt auch die OSL-Datierung eines korrelaten Horizontes (HDS-1333, s. Abb. 50). Weitere ^{14}C-Proben wurden an der Mündung des Rio St. Cruz in den Rio Grande datiert, auch sie stammen aus dem 15. bis 17. Jh. Wie in Abb. 50 ersichtlich, wurden noch weitere OSL-Alter bestimmt, die auffällig von den übrigen Altern abweichen. Aufgrund ihrer relativstratigraphischen Stellung und der deutlich jüngeren ^{14}C-Alter sind sie auf eine unzureichende Bleichung zurückzuführen (s. dazu UNKEL ET AL. 2007).

Von besonderem Interesse ist die Verschneidung der fluvialen Archive mit denen der Quebradas und Huaycos, da in den Flüssen auch nur auf das Hochland beschränkte Feuchtphasen, in den Quebradas dagegen lokale Niederschläge geomorphologisch wirksam werden. Bei Yunama, am westlichen Ufer des Rio Palpa, wurden Ablagerungen des 3 m-Niveaus (Pe 001) sowie des 5 m-Niveaus (Pe 002) datiert (s. Tab. 22, zur Lage s. Abb. 49). Sedimentologisch entsprechen sie den Befunden von Jauranga. OSL-Datierungen stellen beide Terrassen ebenfalls in die Kleine Eiszeit. Offenbar wurden während der damaligen Aktivitätsphasen unterschiedliche Terrassenniveaus überflutet, ein Zeichen für das gewaltige Ausmaß der Flutereignisse. Der Überflutungsbereich schließt auch das 2 m-Niveau der Flussterrassen mit ein, das nicht gesondert datiert wurde.

Da im Rahmen des projektübergreifenden Austausches von Daten und Ergebnissen ein hoch auflösendes Höhenmodell mit einer Rasterweite 2 m zur Verfügung stand (AG Prof. Dr. A. GRÜN, M. SAUERBIER, ETH Zürich), konnten die verschiedenen Terrassenniveaus aufgrund ihrer Höhenlage über dem jeweiligen Gerinne voneinander abgegrenzt und Terrassenkanten, soweit durch die landwirtschaftliche Bearbeitung noch vorhanden, mit kartiert werden. Die Kartierung macht angesichts einer Überflutung der Terrassen während der Kleinen Eiszeit bis mindestens auf das 5 m-Niveau deutlich, dass große Teile der Fluss-

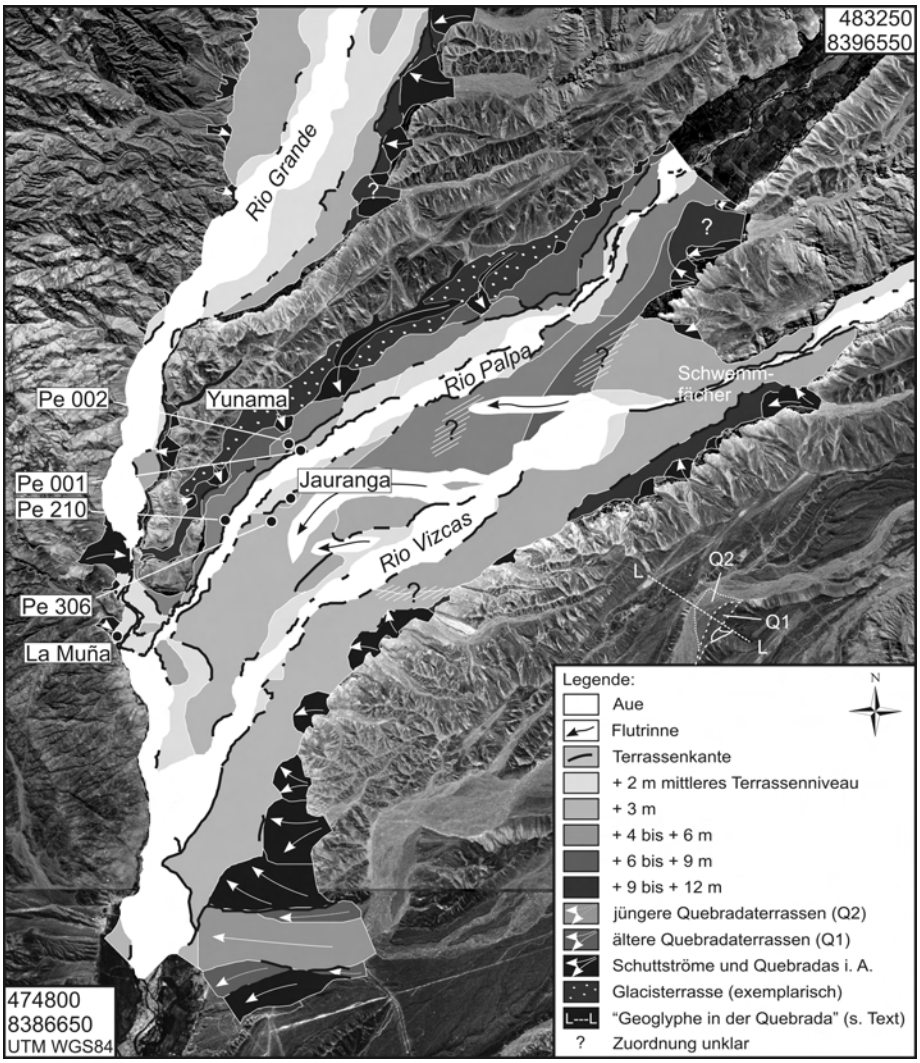


Abb. 49: Gliederung der Flussterrassen um Palpa mit Hilfe eines DGM, das von der AG GRÜN, M. SAUERBIER, ETH Zürich, freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurde. Deutlich wird die starke Differenzierung in verschiedene Terrassengenerationen. Schwemmfächer und Flutrinnen des Rio Vizcas lassen auf eine junge Überprägung der Terrassen schließen. Zur „Geoglyphe in der Quebrada" s. Abb. 21 und Abschnitt 5.11.1. Luftbilder: SERVICIO AEROFOTOGRÁFICO NACIONAL (SAN).

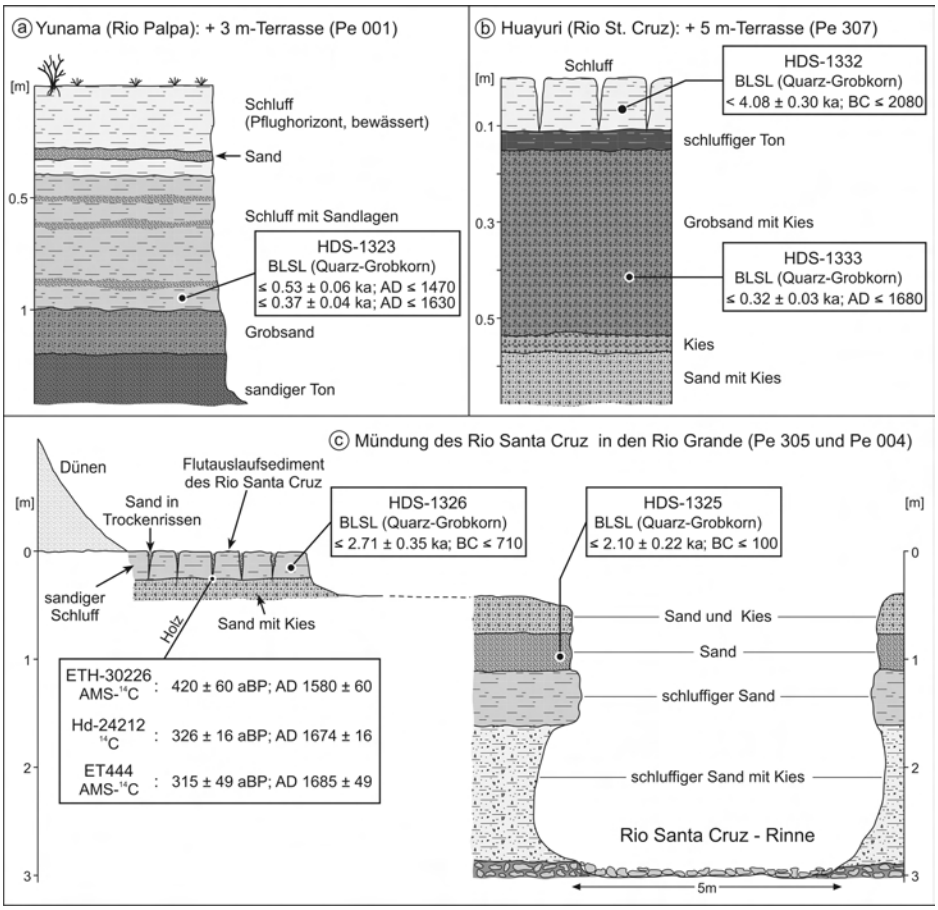


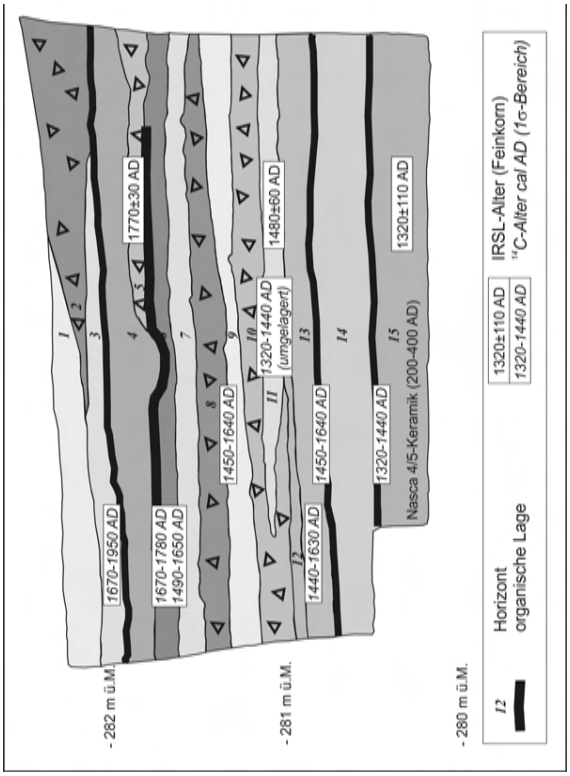
Abb. 50: Aufbau und Altersstellung fluvialer Sedimente am Rio Palpa und Rio St. Cruz, zur Lage s. Abb. 86. Abb. (a) zeigt das Profil Pe 001 bei Yunama am Westufer des Rio Palpa (zur Lage siehe auch Abb. 49), Abb. (b) das Profil Pe 307 am Rio St. Cruz auf Höhe der Ciudad Perdida und Abb. (c) die Profile Pe 004 und Pe 305 an der Mündung des Rio St. Cruz in den Rio Grande. Der oberste Meter der Ablagerungen stammt jeweils aus der Kleinen Eiszeit. Darstellung: V. SCHNIEPP.

oasen um Palpa damals von Flutkatastrophen betroffen waren (s. Abb. 49). Dies hat auch Auswirkungen auf die archäologische Fundsituation. Die Auswertung des Höhenmodells ergab zudem, dass der Rio Vizcas auf höherem Niveau als der Rio Palpa in die Flussoasen von Palpa mündet und an seinem Talausgang in einen Schwemmfächer eingetieft ist. Dessen Altersstellung ist unklar, er ist auf das untersuchte 3 m-Niveau bei Jauranga ausgerichtet, was seine letzte Aktivitätsphase ebenfalls in die Kleine Eiszeit stellt. Weiter stromabwärts sind breite Flutrinnen erhalten, die zum Rio Palpa hin entwässerten. Noch im 20. Jahrhundert wurde eine dieser Rinnen während eines Hochwassers erneut benutzt (pers. Mitt. Don Oscar TIQUIERO, Fundo Jauranga).

5.9.3 Der Schuttstrom von La Muña

Eine besonders aufschlussreiche Archivsituation findet sich bei La Muña (zur Lage s. Abb. 49), wo das 3–4 m-Terrassenniveau des Rio Grande mit einem Schuttstrom verzahnt ist. Den Aufbau des Profils zeigt Abb. 51. Auch hier findet sich die Hochflutsedimentation des 14. und 15. Jh. wieder (Horizont 15 bis 13), während anschließend eine Reaktivierung des hier mündenden Schuttfächers erfolgte. Dies bedeutet, dass in dieser Zeit lokale Niederschläge fielen. Die fluviale Aktivität der Folgezeit ist schließlich mit weiteren Schuttablagerungen verzahnt.

Der Standort La Muña liefert jedoch auch noch weiter zurück liegende Paläoumweltinformationen: Wie Abb. 52 zeigt, war das hier mündende Seitental vollständig mit einem großen Huayco verfüllt. Angesichts des Entwicklungszustandes des Wüstenlackes ist diese Oberfläche möglicherweise dem 13 ka-Stadium zuzuordnen („Phase 1“). Zahlreiche ähnliche Schuttströme sind auf die + 9 m-Terrasse eingestellt, ein Hinweis auf das Alter diese Terrassenniveaus, das jedoch noch weiterer Untersuchungen bedarf. Anschließend wurde dessen Front vom Rio Grande ausgeräumt („Phase 2“). Erst danach wurde die nascazeitliche Siedlung angelegt („Phase 3“), da sie schon an die heutige, steil abfallende Front des Huayco angepasst wurde. Eine Zerstörung der Siedlung geschah lediglich randlich („Phase 4“) durch erneute Schuttstromaktivität, möglicherweise korrespondierend mit der Sedimentation der Horizonte Pe 306/6-2 und 7 bei Jauranga. Der dabei entstandene Schuttfächer ist vom Rio Grande mittlerweile ausgeräumt. Ein entsprechender Schuttfächer ist bei Yunama erhalten, er zeichnet sich deutlich von der darunter liegenden Terrasse ab (s. Abb. 56). Erst während



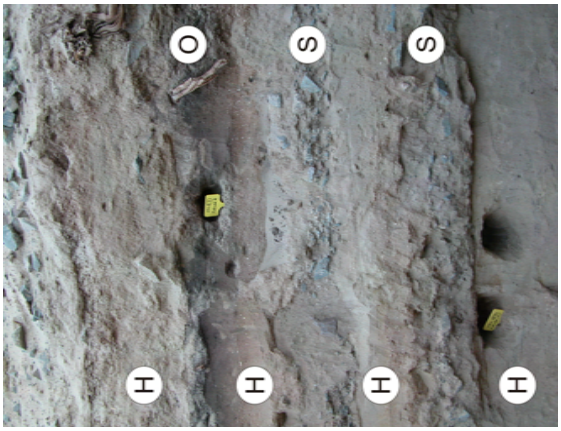
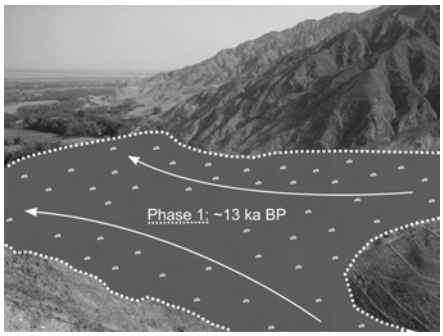
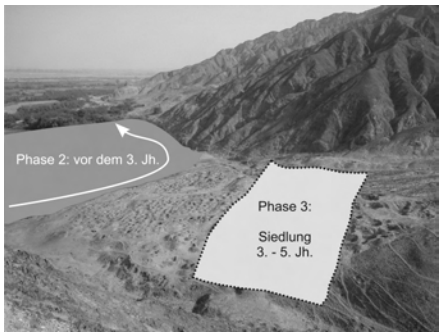


Abb. 51: Schnitt durch die Verzahnung von Schuttfächer und Flussterrasse bei La Muña (UNKEL ET AL. 2007, verändert). Während im unteren Bereich eine reine Hochflutsedimentation erfolgte (Horizont 12–15), sind die folgenden Horizonte mit Schüttungen des hier mündenden Huayco verzahnt (**links**).

Abb. 52: Detailaufnahme der Verzahnung von Hochflutsedimenten (H), organischen Lagen (O) und Schutteinschaltungen (S) (**rechts**). Aufnahme: S. HECHT.

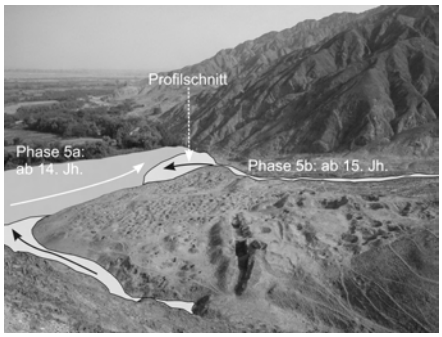


(a) Phase 1: Schuttstromdeposition



(b) Phase 2+3: Ausräumung der Front und Siedlungsanlage

(c) Phase 4: Zerschneidung des Schuttstroms und der Siedlung



(d) Phase 5: Hochflutsedimentation, später mit Einschaltung von Schuttlagen

Abb. 53: Geomorphogenese der Ablagerungen bei La Muña: Nach der Ablagerung des Schuttstroms im Spätpleistozän (a) räumte der Rio Grande bis zur Nascazeit einen Teil wieder aus (b). Die Siedlung passte sich der bis heute erhaltenen Form an. Nach Aufgabe der Siedlung wurde eine neue Rinne eingetieft, ein Teil der Siedlung zerstört (c). Im letzten Jahrtausend kam es zur Aufhöhung der Flussterrasse, später verzahnt mit Schutt, der aus einer schmalen Rinne angeliefert einen kleinen Schuttfächer auf der Terrasse bildet (d). Alle Aktivitätsphasen des Schuttstroms bedeuten, dass wiederholt Phasen mit lokalen Niederschlägen im heute hyperariden Bereich aufgetreten sind!

der Kleinen Eiszeit erfolgte eine erneute Aktivitätsphase und es kam zur engen Verschneidung von Hochflutsedimenten und Schuttlagen und zur Bildung des jüngsten Schuttkegels („Phase 5a und b“). Dabei war lediglich ein sehr schmaler Bereich des Schuttstroms aktiv, im Gelände erkennbar an der sehr hellen Rinnenfarbe, analog zur rein qualitativen Ansprache der altersabhängigen Wüstenlackausprägung im Bereich der Quebradas (s. Abschnitt 5.2). Eine zweite solche junge Rinne ist in Abb. 53d zu erkennen. Sie entspringt einem kleinen Seitental.

5.9.4 Weitere Schuttströme

Die Gliederung des Schuttstroms von La Muña (s. Abb. 49) ist auch auf andere Lokalitäten anwendbar. Abb. 54 zeigt zusammenfassend die Reliefgenerationen der letzten 45.000 Jahre im mittleren St. Cruz-Tal: In die Reste der Fußflächen und der Glacisterrasse ist dieser Schuttstrom eingeschnitten, der von einem gleichmäßigen dunklen Wüstenpflaster bedeckt ist. Wahrscheinlich ist seine Bildung der 13 ka-Phase zuzuordnen. Später legten die Nasca hier Geoglyphen an. Während der Kleinen Eiszeit hat die jüngste Hochflutphase des Rio St. Cruz im Auslaufbereich des Schuttstroms das Wüstenpflaster umgelagert und eine helle Oberfläche geschaffen.

Am Standort Yunama lässt sich die Hochflutsedimentation der Kleinen Eiszeit noch weiter abgrenzen (s. Abb. 49): Hier tritt aus einer Quebrada ein Schuttfächer aus, der sich in der geoelektrischen Tomographie deutlich durch seine hohen Widerstandwerte gegenüber der 9 m-Terrasse des Rio Palpa abgrenzt (s. Abb. 56). Die Oberflächenformen der Quebrada lassen auf eine Schüttung während der post-nascazeitlichen Zerscheidungsphase von La Muña schließen. Damit war dieses Terrassenniveau bereits nascazeitlich angelegt, die Hochfluten der Kleinen Eiszeit erreichten damit den Schuttkegel nicht. Die damaligen Überflutungen beschränkten sich also auf die tieferen Terrassenniveaus.

5.9.5 Die rezente äolische Dynamik – Dünenbildung

Der gesamte Küstenabschnitt Perus ist durch vorherrschend auflandige Winde gekennzeichnet. Die Situation im Arbeitsgebiet mit einem tief liegenden Becken sowie einer besonders ausgeprägten Kaltwasserauftriebszelle vor der Küste verstärkt den Land-Meer-Gegensatz noch zusätzlich. Daraus resultieren am Tag au-

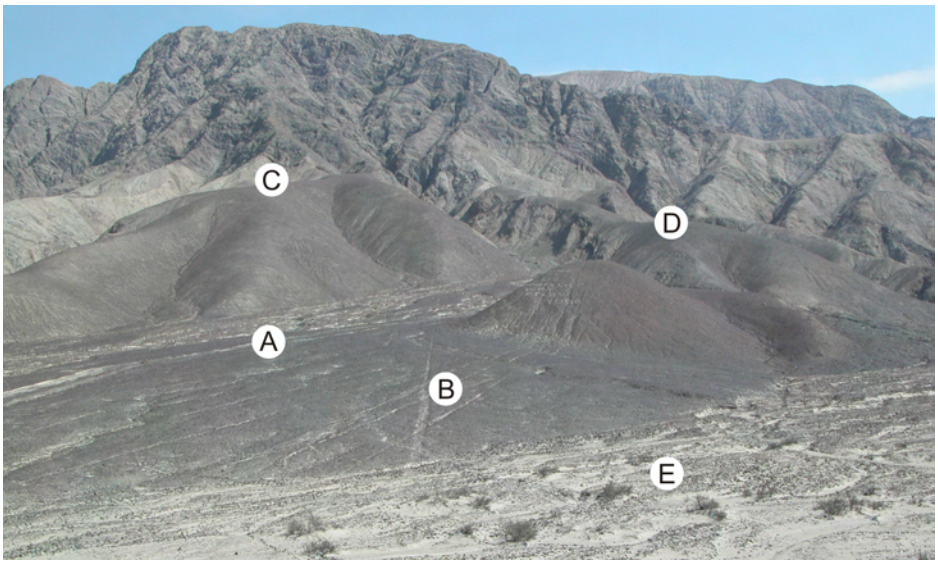


Abb. 54: Typischer spätpleistozäner Schlammstrom (Huayco) im St. Cruz-Tal (A) am Punkt Pe 008 (s. Abb. 86 im Anhang). Auf der vom Wüstenlack dunkel gefärbten Oberfläche sind Nasca-zeitliche Geoglyphen angelegt (B). Der Schuttstrom selbst wird von den Flächenresten der Fußflächen (C) und des Glacis-Terrassenniveaus eingerahmt (D). Die jüngste Niederschlagsphase der Kleinen Eiszeit lagerte das Wüstenpflaster um. Dieser Bereich ist durch seine helle Farbe charakterisiert (E) (vgl. Abb. 53d).

ßerordentlich starke Seewinde, die persistent und lokal sehr unterschiedlich über dem Land in einem Winkel von 45° bis 140° von der küstenparallelen Grundrichtung abbiegen und auf das Zentrum der Depression von Ica-Nazca ausgerichtet sind (s. Abb. 57). Mit der Windtätigkeit geht eine starke äolische Dynamik einher. Sie findet ihren Ausdruck in den nur wenige Kilometer nördlich gelegenen Mega-Yardangs am Unterlauf des Rio Ica in der Küstenkordillere (s. Abb. 2), in der Deposition von Lössen (s.u.) sowie in der Bildung von Dünen.

Ebenso wie an der chilenischen Küste (KOHLER 1970, 63) kommen Dünengebiete hauptsächlich nördlich der Flussmündungen vor, von wo aus die küstenparallel verfrachteten Sande im Litoralbereich abgelagert und von der vorherrschenden süd- bis südwestlichen Windrichtung wieder landeinwärts transportiert werden. Größere Dünenfelder finden sich in Lee von Gebirgsausläufern (s. Abb.

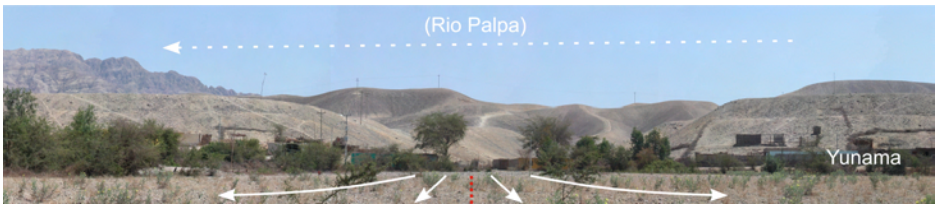


Abb. 55: Frontalansicht des Schuttfächers von Yunama (zur Lage s. Abb. 49). Der Schutt liegt auf einer Terrasse des Rio Palpa, der hinter dem Betrachter vorbeifließt. Die geoelektrische Tomographie (s. Abb. 56) verläuft in Blickrichtung entlang der roten Linie.

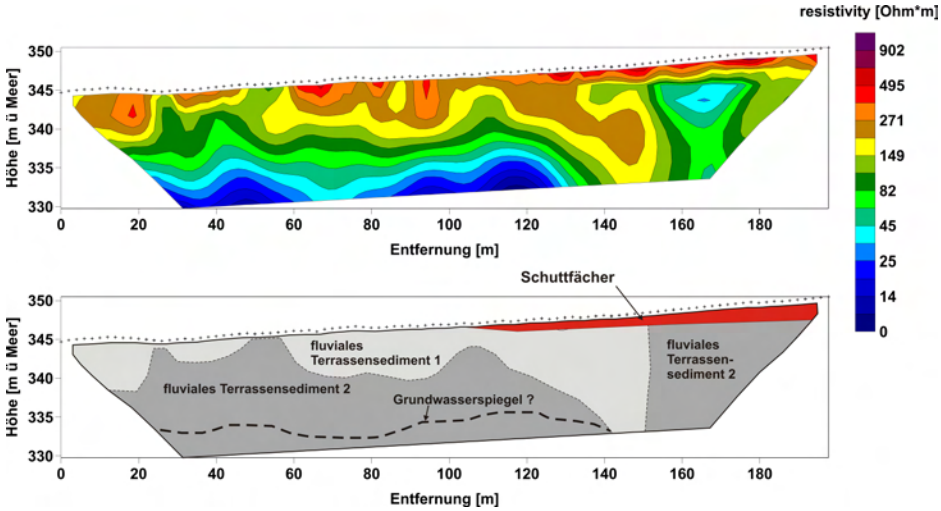


Abb. 56: Ergebnis der geoelektrischen Tomographie (2D) auf einer Terrasse des Rio Palpa bei Yunama (100 Elektroden im Abstand von je 2 m, Wenner-Anordnung). (a) Verteilung der spezifischen elektrischen Widerstandswerte, (b) Interpretationsskizze. Die unterschiedlichen Widerstandswerte der beiden fluvialen Terrassensedimente resultieren vermutlich aus einem unterschiedlichen Korngrößenspektrum (und einer damit einhergehenden unterschiedlichen Austrocknung). Gut zu erkennen ist der Schuttfächer, der die fluvialen Terrassensedimente im rechten Profilbereich geringmächtig überdeckt. Die deutlich erhöhten Widerstandswerte in diesem Bereich belegen ein gröberes Korngrößenspektrum bzw. eine relativ lockere Sedimentauflage. Grafik und Interpretation: S. HECHT.

40, Markierung „D“) sowie am Andenfuß in Luvlagen als Sandschleppen wie z.B. am Rio St. Cruz. Die Transportwege der Sande sind im Satellitenbild an langen Barchanketten erkennbar.

Der Umstand der starken Ablenkung der Winde im Bereich des Arbeitsgebietes ist bemerkenswert, da die übrigen Dünenzüge entlang der gesamten peruanischen Küste im Allgemeinen lediglich um ca. 30–45° ins Landesinnere weisen, was aus den flächendeckend vorhandenen LANDSAT-Daten ermittelt werden konnte. Eine Sonderstellung der regionalen Dünenformen nimmt das große Sterndünenfeld der Pampa Blanca westlich der Ciudad Perdida ein (Abb. 12), wo sich der Fluss tief in die Fußfläche eingeschnitten hat. Aus verschiedenen Richtungen (s. Abb. 57) angelieferter Sand konnte sich in Lee der Fußfläche akkumulieren. Damit war vermutlich die Voraussetzung für einen selbstverstärkenden Prozess gegeben, die Entwicklung eines eng begrenzten lokalen Hitzetiefs. Es entsteht durch die Eigenschaft von Lockermaterialdecken vegetationsfreier Gebiete, sich um bis zu 20° stärker als das Anstehende zu erwärmen (JÄCKEL 2004, 342). Damit kommt es über der Sandfläche zu einer starken trockenadiabatischen Konvektion, die bis zu 3.000 m hoch reichen kann. Durch die angrenzende kühle Flussoase entsteht ein starker Temperaturgradient, der zur Ausbildung von lokalen Windsystemen führt. Falls dieser Mechanismus auch auf die Verhältnisse im Arbeitsgebiet anwendbar ist, erklärt sich dadurch auch die geringe Versandung der Ciudad Perdida, aus deren Richtung der Bodenwind zusätzlich noch Sand aus dem Flussbett in Richtung des Ergs der Pampa Blanca verfrachtet. Auch die aus verschiedenen Richtungen auf den Erg zulaufenden Barchanzüge sind so erklärbar (s. Abb. 12).

Auf Grund der geomorphologischen Situation ist der Erg wenigstens jünger als die sich im Liegenden befindlichen Fanglomerate aus dem Spätpleistozän. Insgesamt erscheinen die Sandablagerungen im Gelände jedoch noch weitaus jünger als die häufig als Vorzeitform angesehen Ergs. Sollte der Erg erst im Laufe des Holozän gebildet worden sein, so kommt dieser geomorphologischen Einheit im Rahmen dieser Arbeit eine Archivfunktion zu.

Deshalb wurde der Versuch unternommen, die Sandzufuhr und das akkumulierte Sandvolumen abzuschätzen, um eine genauere Vorstellung über die mögliche Bildungsdauer – konstante, rezente Randbedingungen vorausgesetzt – zu erhalten. GAY (1999) untersuchte bereits in den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts Barchane im östlichen Teil des Beckens von Ica-Nazca. Er ermit-

Abb. 57: Im Arbeitsgebiet vorherrschende südöstliche Winde drehen reliefabhängig in eine auflandige Richtung ab. Diese Windgassen sind anhand langer Barchan-Züge im LANDSAT-Bild erkennbar. Messungen von GAY (1999, 282) ergaben eine Wanderungsgeschwindigkeit von ca. 25 m im Jahr (100 m breite Dünen). Sandakkumulationen wie z.B. auf der Pampa Blanca sind damit vermutlich sehr jung. Am Unterlauf des Rio Ica zeugen Mega-Yardangs von der langen Beständigkeit der Windverhältnisse in diesem Küstenabschnitt.

telte eine durchschnittliche Breite der Barchane von 100 bis 150 Metern, bei einer Höhe von 7 bis 10 Metern (GAY 1999, 284). Deren Wanderungsgeschwindigkeit liegt zwischen 25 und 18 m/a. Eine 100-Meter-Düne benötigt demnach 1.600 Jahre, um die Distanz von 40 Kilometern von der Küste bis zur Pampa Blanca zurückzulegen. Das ungefähre Sandvolumen von Barchanen dieser Größe beträgt nach SARNTHEIN & WALGER (1974, 1075) für 7 m hohe Dünen ca. 30.000 m^3, für 10 m hohe Dünen 100.000 m^3. Es ist aus dem Satellitenbild schwer abzuschätzen, wie viele solcher 100 Meter breiter Dünenäquivalente jährlich den Erg erreichen, es sind vermutlich weit über 100. Damit werden dem Erg jährlich 3 Mio. m^3 Sand zugeführt. Schätzt man die mittlere Sandbedeckung des Ergs großzügig auf 40 Meter, so sind dort bei einer Fläche von 36 km^2 ca 1,5 Mrd. Kubikmeter Sand akkumuliert worden. Dies bedeutet, die Anwendbarkeit oben genannter Größen vorausgesetzt, dass sich ein Erg dieser Größe unter den gegenwärtigen Windverhältnissen innerhalb von nur 500 Jahren bilden könnte! Nicht berücksichtigt sind bei dieser Kalkulation Sandverluste durch Hochfluten des Rio St. Cruz (dieses Material findet sich flussabwärts bei Probe Pe 004/1 (s. Abb. 86), vgl. dazu den Feinheitsgrad des Dünensandes Pe 102 in Tab. 19 im Anhang), es fehlen jedoch auch Sandgewinne durch Ausblasen aus dem Flussbett sowie die Sandzufuhr von den nicht dünenbedeckten Teilen der Pampa.

Wenn diese Berechnungen auch große Fehler in sich tragen können, so ist es doch rein rechnerisch nicht auszuschließen, dass die Bildung des Ergs am Rio St. Cruz ein Prozess ist, der lediglich während des letzten Jahrtausends stattfand. Dieser Aspekt sollte bei künftigen Untersuchungen zur Landschaftsgeschichte mit berücksichtigt werden, da sich die Frage stellt, warum in Anbetracht der lang anhaltenden Hyperaridität des Raumes nicht weit größere Mengen an Sand akkumuliert wurden. Räumte der Rio St. Cruz diese Ablagerungen während einer humideren Vergangenheit immer wieder aus oder wurde von den Flüssen in der Vergangenheit weniger Sand an die Küste transportiert? Oder war bis ins Mittlere Holozän, als der Land-Meer-Gegensatz durch eine Vegetationsentwicklung vermutlich noch weniger stark ausgeprägt war, die Sanddynamik durch damit verbundene geringere Windgeschwindigkeiten nur ein untergeodneter Prozess, da die zum Sandtransport nötige Transportkraft nicht erreicht wurde? Ein solches Szenario passt zur bisher beschriebenen Paläoklimaentwicklung. Damit wäre die Bildung der Pampa Blanca eine Folge der holozänen Aridisierung der Region.

Eine grundlegende Veränderung der lokalen Windsysteme ist eher unwahr-

scheinlich, da die Mega-Yardangs am Rio Ica (s. Abb. 57) um ein Vielfaches mehr an Zeit zu ihrer Formung benötigten und damit von der Persistenz der heute noch vorherrschenden Windrichtung zeugen.

5.10 Niederschläge und Vegetationsentwicklung im Arbeitsgebiet

Um eine Vorstellung vom Landschaftsbild während der verschiedenen Phasen der holozänen Landschaftsentwicklung entwickeln zu können, müssen die jeweiligen hygrischen Verhältnisse und die entsprechenden Vegetationseinheiten bekannt sein. Vorarbeiten dazu lagen aus dem Arbeitsgebiet nicht vor, deshalb wurde deren heutige räumliche Verteilung im Rahmen der Geländesurveys detailliert aufgenommen.

Im Arbeitsgebiet vollzieht sich ein rascher Wandel von der Vollwüste hin zum Höhengrasland der Puna. Ursache dafür ist ein dominant horizontaler, west-östlicher Feuchtegradient, welcher im Bereich der andinen Quertäler durch eine ausgeprägte vertikale Komponente teils stark modifiziert wird. Besonders deutlich wird dies im Arbeitsgebiet am tiefen, weit in die Anden zurückreichenden Tal des Rio Grande, wo am Talboden die Halbwüste bis in den Bereich der hoch gelegenen Puna-Zone vordringt (s. Abb. 12). Der Übergang von der Randwüste zur Halbwüste und zur Sukkulenten-Savanne erstreckt sich hier in Sichtweite auf nur wenigen hundert (Höhen-)Metern.

Das LANDSAT-Falschfarbenbild (Abb. 12) in der Kanalkombination 543 zeigt deutlich die unterschiedlichen Eigenschaften der Grasvegetation auf den Hochflächen bzw. der buschbestandenen Oberhänge (Pajonales). Zum Zeitpunkt der Aufnahme am 26.4.2000 war die Vegetationsperiode der Gräser bereits abgeschlossen. Deshalb fällt die Intensität des Kanals 4 (hier grün), der juvenile Pflanzenzellen abbildet (s. Tab. 3), nur sehr schwach aus. Im Gegensatz dazu zeichnen sich die angrenzenden Hänge mit ihrer intensiven Grünfärbung scharf ab. Hier wachsen überwiegend Büsche, welche im lockeren Substrat der Hänge tief wurzeln können und noch vital sind. Mit abnehmender Meereshöhe dünnt dieser Vegetationstyp dann schnell aus und eine Kakteenvegetation tritt an dessen Stelle. Sie zeichnet sich im Satellitenbild nicht mehr ab, sondern wird von Signal des Hangschutts und der Lösse überlagert. In diesem Bereich war es un-

verzichtbar, die sehr geringen Abstufungen des Satellitenbildes durch eine Kartierung vor Ort zu ergänzen und anschließend auf die nicht einsehbaren Bereiche zu extrapolieren. Die so erstellte Vegetationskarte des Arbeitsgebietes ist in Abb. 58 dargestellt.

Die Vegetationskarte (Abb. 13) zeigt diese sowohl horizontale als auch vertikale Schwankungsbreite der Niederschläge mit dem Resultat verschiedenartiger Vegetationsgesellschaften. Die Konsequenzen einer hygrischen Schwankung mit nur 100 mm Niederschlagsgewinn sind damit leicht abzuschätzen. Sie lassen bis in die Tieflagen „blühende Landschaften“ entstehen, falls sich die stockwerkartige Anordnung der verschiedenen hygrisch bedingten Pflanzengesellschaften in tiefere Lagen verschiebt. Ein Zeugnis dafür sind die Schneckenfunde zur Pleistozän/Holozän-Wende und während der Kleinen Eiszeit (s. Abschnitt 5.6).

In den folgenden Abschnitten sind die jeweiligen, das Landschaftsbild bestimmenden Pflanzenarten der Vegetationszonen an der Andenwestflanke beschrieben. Damit wird eine detaillierte Visualisierung des Landschaftsbildes mit einer geeigneten Software (z.B. Visual Nature Studio® für verschiedene hygrische Phasen möglich. Dies bleibt künftigen Arbeiten vorbehalten, die hier dargestellten Ergebnisse der Vegetationsaufnahme sind die Grundlage dafür.

5.10.1 Die Vegetation der Halbwüste

Die Halbwüste ist frei von höheren Pflanzen. Eine Ausnahme bilden die Tiefenlinien größerer Quebradas, die episodisch geringe Mengen an Niederschlag aus der höher gelegenen Andenwestflanke erhalten. Hier kann sich vor allem der grünrindige Rutenstrauch (*Bulnesia retama*) halten.

5.10.2 Die Vegetation der Andenwestflanke

Aufgrund der ariden Verhältnisse dominieren in diesem Bereich verschiedene Kakteenarten. Nach ihrer räumlichen Verteilung als Ausdruck des Übergangs von der Halbwüste zur andinen Puna kann dieser Bereich in drei Zonen unterteilt werden:

- die **untere Kakteenstufe** mit *Armatocereus procerus* und *Neoraimondia arequipensis*,

- **die mittlere Kakteenstufe** mit dem Huancui-Strauch (*Orthopterygium huaucui*),
- und die **obere Kakteenstufe** mit *Armatocereus ghisbreghtii* und *Echinopsis knuthiana*.

Die untere Kakteenstufe

Die trockensten Bereiche dieser Stufe werden von einem Säulenkaktus eingenommen, der erst in kontahierter Verbreitung entlang von Rinnen zu finden ist. Es handelt sich um *Armatocereus procerus*, eine Art, die nach RITTER (1981, 1277) vom Tal des Rio Pisco bis östlich von Nazca in extrem trockenen Tieflagen auftritt. Daneben hat sie ein zweites Verbreitungsgebiet in Nordperu ab dem Chillon-Tal. Die zentralperuanische Verbreitungslücke kann bislang nicht erklärt werden (RAUH 1958, 78). Die Pflanze wird 4–8 m hoch, ist wenig sprossend, besonders bis zur Mitte, ihre Glieder sind 20–60 cm lang und ziemlich zylindrisch. Das Fruchtfleisch ist sehr wohlschmeckend (nach Melonen), nach RITTER (1981) ist diese Art hervorragend geeignet, um in Wüsten als Nahrungspflanze angebaut zu werden. *A. procerus* ist nach RAUH (1958, 112) eine Art, die zur mittelperuanischen Flora gehört. Diese extrem xerophytische Art reicht von 700 m ü.M. nur bis 1.100 m ü.M. hinauf. Es ist zu beobachten, dass die Pflanzen mit zunehmender Höhe immer jünger werden. Womöglich ist diese Entwicklung Zeichen einer Aridisierung, welche mit einem Rückzug der Vegetationsstockwerke in die Anden verbunden ist.

Schon nach wenigen hundert Höhenmetern gesellt sich eine weitere typische Kakteenart der Anden hinzu, *Neoraimondia arequipensis*. Sie wird von 1.000–1.500 m ü.M. vegetationsbestimmend, reicht aber noch bis 1.900 m ü.M. hinauf. Das Areal der Gattung *Neoraimondia* ist auf die pazifische Seite der peruanischen Anden beschränkt, sie ist eine Charakterart der Felswüste (RAUH 1958). Die Gattung hat eine breite ökologische Amplitude, sie kommt im Rimactal von 1.000–1.400 m ü.M. vor mit einem Maximum bis 1.200 m ü.M. (RAUH 1958, 65), in Südperu steigt sie bis über 2.500 m ü.M. und folgt damit dem vertikalen hygrischen Verlauf der ariden Diagonale Südamerikas. Im Arbeitsgebiet ist die weiß- bis hellrosa blühende *Neoraimondia arequipensis* anzutreffen. Die Wuchshöhe ist vom Wasserangebot abhängig, allgemein liegt sie bei drei bis vier, ma-

ximal bei acht Metern. Bei Chala in extremer Trockenheit werden sie nicht über 0,5 m hoch. Angesichts dieser Variabilität wird von RAUH (1958, 256) eine Untergliederung vorgeschlagen, nach der aufgrund der physiologischen Merkmale im Arbeitsgebiet *N. rosiflora* anzutreffen ist.

Weit verbreitet ist außerdem der kleinwüchsige *Melocactus peruvianus*, eine wärmeliebende Art, die Küstennebelgebiete meidet (RITTER 1981, 1311). Der *Melocactus* ist ein konstanter Begleiter der unteren Kakteenstufe Perus und nach Süden bis in die Gegend von Nazca verbreitet. Die Art ist sehr variabel. RITTER (1981) erklärt das mit ihren physiologischen Eigenschaften, die ein Überdauern auf der Andenwestseite während der letzten Kaltzeit ausschließen. Erst danach ist die Art aus Ostperu eingewandert, weshalb sie sich noch nicht zu neuen Arten weiterentwickeln konnte. Daneben treten *Haageocerei* auf, möglicherweise handelt es sich um *Haagerocereus acranthus*. Diese Arten sind als kontrahierte Vegetation in der Halbwüste anzutreffen, mit zunehmender Feuchte sind sie dispers in der Landschaft verteilt. Ab ca. 1.000 m ü.M. bilden sie dichte Bestände, denen *A. procerus* fehlt.

Ihre Obergrenze erreicht die untere Kakteenstufe bei ca. 1.500 m ü.M. Im Bereich der Lössdecken können sich unter den aktuellen Niederschlagsverhältnissen nur schwer Pflanzen ansiedeln. Eine harte Biokruste verhindert ein Eindringen der Niederschläge, die im lockeren Hangschutt besser versickern können. Zudem trocknet der Löss durch einen starken Kapillarsog tiefgründig aus. Deshalb sind direkt auf Löss auch keine Kakteen zu finden, nur entlang von Erosionsrinnen ist dies möglich (s. Abb. 59).

Die mittlere Kakteenstufe

Die mittlere Kakteenstufe wird von dem Huaucui-Strauch dominiert (*Orthopterygium huaucui*), einer endemischen Art. Die knorrigen Pflanzen sind an ihrer

Abb. 58 ***(auf der nächsten Seite)*****:** Vegetationskarte des Arbeitsgebietes. Es wird deutlich, dass der einstige Hauptsiedlungsraum der präkolumbischen Kulturen (z.B. in der Späten Zwischenperiode Ciudad Perdida und Pinchango Alto) heute in der Vollwüste liegt. Der Übergang von Matorral zu Pajonal ist fließend und vom jeweiligen jährlichen Niederschlagsangebot abhängig.

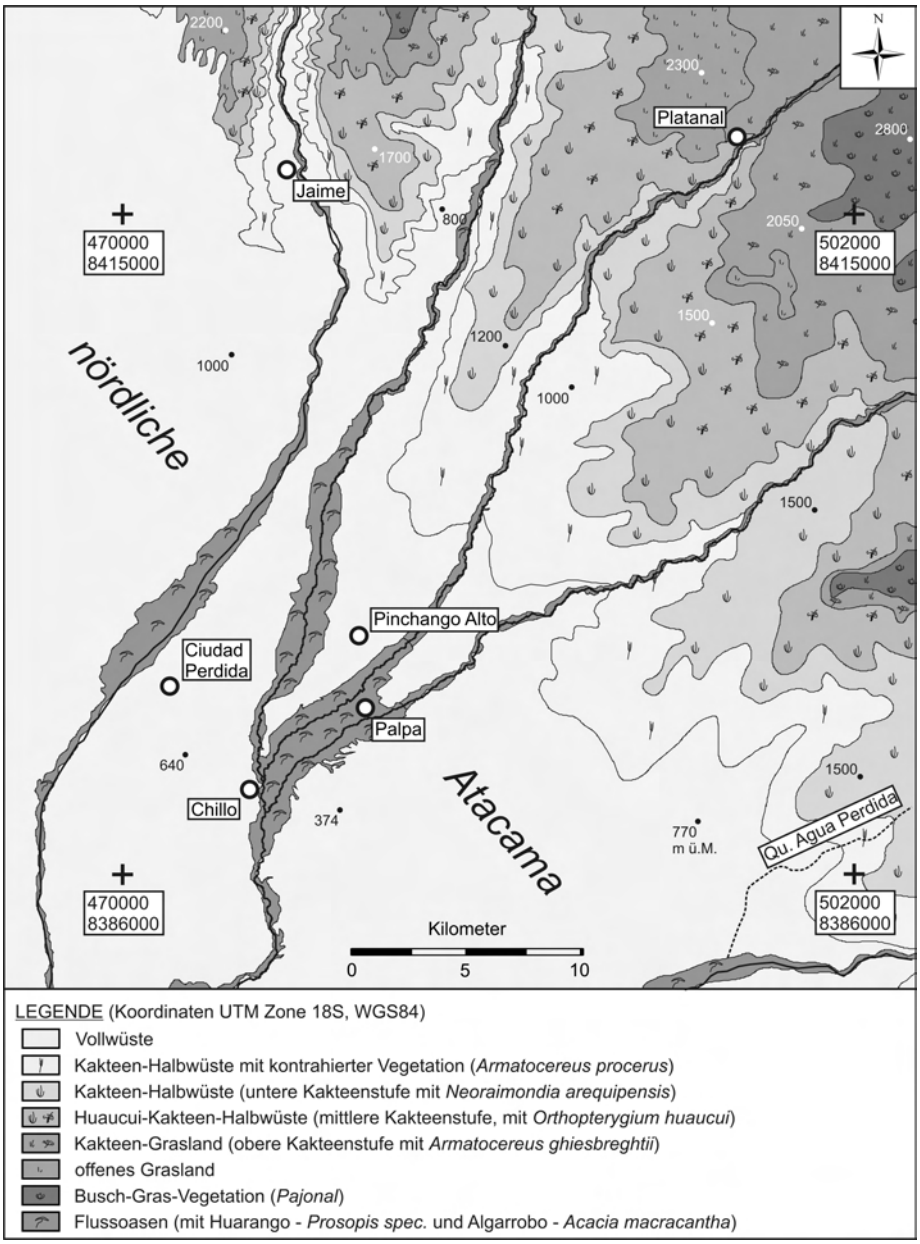

N
2200
2300
Platanal
2800
1700
Jaime
800
2050
470000
8415000
502000
8415000
1500
1200
1000
1000
nördliche
1500
Pinchango Alto
Ciudad
Perdida
Palpa
640
1500
Chillo
374
Atacama
770
m ü.M.
Qu. Agua Perdida
470000
8386000
502000
8386000
Kilometer
0
5
10
LEGENDE (Koordinaten UTM Zone 18S, WGS84)
Vollwüste
Kakteen-Halbwüste mit kontrahierter Vegetation (Armatocereus procerus)
Kakteen-Halbwüste (untere Kakteenstufe mit Neoraimondia arequipensis)
Huaucui-Kakteen-Halbwüste (mittlere Kakteenstufe, mit Orthopterygium huaucui)
Kakteen-Grasland (obere Kakteenstufe mit Armatocereus ghiesbreghtii)
offenes Grasland
Busch-Gras-Vegetation (Pajonal)
Flussoasen (mit Huarango - Prosopis spec. und Algarrobo - Acacia macracantha)

Abb. 59: *Neoraimondia arequipensis/rosiflora* im Santa Cruz-Tal bei Jaime **(links)**. Hier in der Lösslandschaft ist eine Vegetationsentwicklung an die edaphisch günstigeren, lössfreien Erosionsrinnen gebunden.

Abb. 60: *Neoraimondia arequipensis/rosiflora*-Wald im Palpa-Tal auf ca. 1.500 m ü.M. **(rechts)**.

rotbraunen Rinde zu erkennen, nur die Enden der Triebe tragen Blätter. Stellenweise bildet der Huaucui-Strauch „Wälder“. Bis 1.900 m ü.M. ist daneben noch *N. arequipensis* eingestreut. Insgesamt vermittelt die mittlere Kakteenstufe zwischen der Kakteen-Halbwüste des Tieflandes und dem Kakteen-Grasland der oberen Talbereiche. Ab ca. 1.900 m ü.M. tritt *Weberbauerocereus rauhii* an die Stelle von *Neoraimondia arequipensis*. Wenigstens im St. Cruz-Tal ist zudem eine Expositionsabhängigkeit der Vegetationsentwicklung festzustellen. So fehlt *Orthopterygium* an den nordexponierten Talhängen fast völlig, während sie auf den schattigeren südexponierten Hängen in gleicher Höhenlage dicht wachsen, wohl aufgrund eines geringeren Evaporationsverlustes.

Ganz vereinzelt sind ab dieser Höhenlage auch Exemplare der kandelaberförmigen *Browningia candelaris* anzutreffen, deren Nordgrenze nach RAUH (1958, 117) im Tal des Rio Blanco liegt. Das Areal von *Browningia* kann also nach Norden bis zum Tal des Rio St. Cruz ausgeweitet werden. *B. candelaris* ist eine Kakteenart mit höheren Feuchteansprüchen, die erst ab der Halbwüste wächst. RITTER (1981, 1321) bemerkt zu *Browningia* eine Beschränkung auf die klimatisch feuchtere Hauptvegetationszone in einer Höhenlage von 1.700–3.000 m ü.M., bezeichnend für ihre ökologischen Ansprüche. Sie ist eine phylogenetisch alte Art und im Rückzug begriffen (RAUH 1958, 117). Möglich ist, dass sie in diesem Gebiet früher weiter verbreitet war. Da sie aber die einzige bekannte Kakteenart Perus ist, die sich nicht vegetativ vermehren kann (RAUH 1958, 283), wurde sie möglicherweise durch den Menschen stark zurückgedrängt.

In feuchten Niña-Jahren entwickelt sich bis in die mittlere Kakteenstufe auch eine Grasvegetation. Bei Pucuri (Palpa-Tal, s. Abb. 12) lässt sich gut erkennen, dass dann dort auch Trockenfeldbau betrieben werden kann. Das Wasser reicht hier an der Trockengrenze der Pajonales auf 2.000 m ü.M. jedoch nur zur Futtergewinnung (s. Abb. 66).

Die obere Kakteenstufe

Die obere Kakteenstufe ist vom Nebeneinander von Kakteen, Strauchwerk und Gräsern gekennzeichnet. *Armatocereus ghiesbreghtii* ist in höheren Lagen anzutreffen, vor allem zwischen 2.600 und 2.900 m ü.M (s. Abb. 62). Es ist eine stark verzweigte Art, die sehr hoch wird. Sie hat ein weites Verbreitungsgebiet, das von Südecuador bis Ocoña in Südperu reicht. Diese Art wird von RITTER (1981)

Abb. 61: *Melocactus peruvianus*, ein Zeiger für heiße, nebelfreie Standorte, im St. Cruz-Tal **(links)**.

Abb. 62: *Armatocereus ghiesbreghtii*, dahinter der Huancui-Strauch (*Orthopterygium huaucui*) auf Granodioritgrus in der Quebrada Agua Perdida auf ca. 1.800 m ü.M. Rechts unterhalb *Browningia candelaris* **(rechts)**.

Abb. 63: *Armatocereus ghiesbreghtii* meidet offenbar das Sandsteingebiet (links), während er auf Granodioritgrus gut gedeiht. Situation in der Quebrada Agua Perdida auf 1.700 m ü.M.

als eine Charakterart der Anden angesprochen. Die einzelnen Glieder werden ca. 30 bis 60 cm lang, bei 10 cm Dicke. Falls Wachstumsbehinderungen eintreten, können die Glieder fast kugelförmig kurz werden.

Im Vizcas-Tal wächst *A. ghisbreghtii* ab 2.600 m ü.M. aufwärts, im Palpa-Tal ab 2.100 m ü.M. Im Bereich der Quebrada Agua Perdida (s. Abb. 58) steigt er bis auf 1.600 m ü.M. herab, was vermutlich auf einen extremen Feuchtegradienten zurückzuführen ist, da die subandinen Pultflächen hier weit in Richtung Andenvorland reichen. Damit vollzieht sich der Übergang von feuchtebedürftigeren zu extrem trockentoleranten Kakteen dort auf kürzester Distanz. Im St. Cruz-Tal konnte er nicht beobachtet werden. Interessant ist die Abhängigkeit des

Auftretens von *A. ghisbreghtii* vom Substrat. Der Übergang von Granodiorit zu den Sandsteinen der Formación Labra wird durch das abrupte Fehlen der Pflanze scharf in Gelände nachgezeichnet (s. Abb. 63).

Im noch feuchteren Bereich am Übergang zu den Hochflächen dominiert *Echinopsis knuthiana* mit hellgrüner Farbe und gelber Blüte. Im Vizcas-Tal beginnt ihre Dominanz ab 2.900 m ü.M., im Palpa-Tal ab 2.500 m ü.M. Aufgrund der besonderen hygrischen Verhältnisse im Bereich der Quebrada Agua Peridida tritt *E. knuthiana* hier schon ab 1.800 m ü.M. auf. Sie reicht bis auf 3.100 m ü.M.

5.10.3 Die Vegetation der Pajonales und Puna

Der Übergang von der oberen Kakteenstufe zu den buschdominierten oberen Hangbereichen der Andenwestflanke vollzieht sich fließend. Je nach Niederschlagsangebot treten mehr und mehr Gräser hinzu. Die lockeren Hangschuttdecken sind gegenüber dem Höhengrasland der Puna die edaphisch günstigeren Standorte, da hier der Niederschlag schnell versickern kann und gleichzeitig die Einstrahlung weniger ausgeprägt ist. Darum können sich die mehrjährigen Gehölze dort durchsetzen.

Die Hochflächen werden von der Puna eingenommen. Neben den edaphischen Faktoren dürften auch die höheren Windgeschwindigkeiten und die größere nächtliche Austrahlung das Aufkommen von Gehölzen verhindern. Möglicherweise war hier ursprünglich ein *Polylepis*-Wald entwickelt, wie er von ELLENBERG (1958a,b, s. Abschnitt 2.6.1) diskutiert wurde.

5.10.4 Die Flora in der Ikonographie

Die Flora hat vereinzelt auch Eingang in die Ikonographie der präkolumbischen Kulturen gefunden. Häufig tritt die Darstellung einer strauchförmigen *Cactacee* auf, welche allgemein als San Pedro-Kaktus (*Echinopsis pachanoi*) angesprochen wird. Diese Pflanze enthält psychoaktive Substanzen, welche damals wie heute von Schamanen zeremoniell eingesetzt werden. Nach BRAKO & ZARUCCHI (1993, 278) kommt diese Art heute jedoch lediglich in Nordperu bis ins Dpt. Lima vor. Unklar ist daher, ob es sich bei den Darstellungen tatsächlich um *Echinopsis pachanoi* handelt, oder ob hier eine mögliche Verwechslung mit *E. knuthiana* vorliegt. In Kenntnis der regionalen Kakteenflora scheint dies plausi-

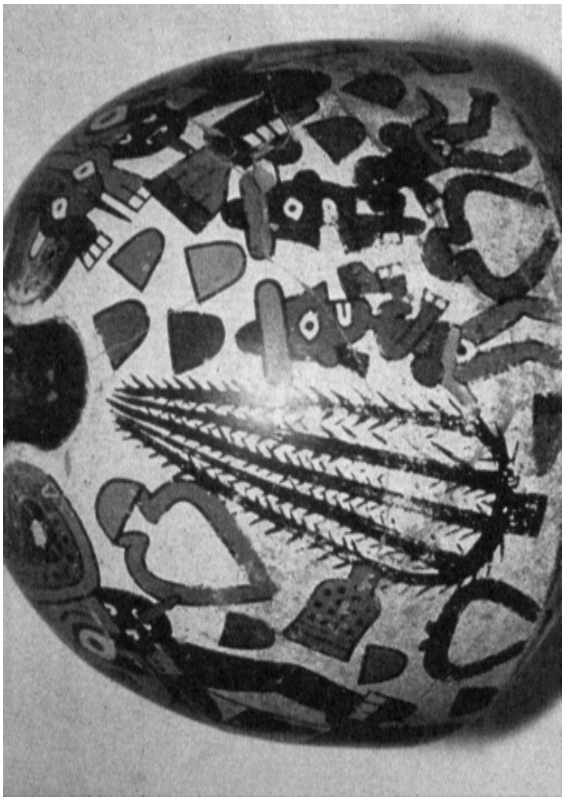


Abb. 64: Kakteen in der Nasca-Ikonographie **(links)**. Diese Darstellung (aus SILVERMAN & PROULX 2002, 203) wird als San Pedro-Kaktus *Echinopsis pachanoi* angesprochen, dessen psychoaktive Inhaltsstoffe von Schamanen verwendet wurden. Möglicherweise handelt es sich jedoch um *E. knuthiana* (s. Abb. 65), deren Eigenschaften nicht bekannt sind.

Abb. 65: *Echinopsis knuthiana* dominiert mit *A. ghiesbreghtii* die obere Kakteenstufe, setzt aber erst in höheren Lagen ein **(rechts)**. Sie reicht noch bis in den Bereich der Pajonales hinein. Situation SE von Ocoña auf 3.050 m ü.M.

Abb. 66: Die Ortschaft Pucurí im Palpa-Tal auf 2.000 m ü.M. (zur Lage s. Abb. 12). Oberhalb der Bebauung sind Regenfeldbauterrassen angelegt, die in feuchten Jahren wie 2006 nutzbar sind. In durchschnittlichen Jahren kann sich hier nur eine lückenhafte Grasdecke entwickeln, *Armatocereus ghisbreghtii* im Hintergrund ist dagegen typisch für diese hygrische Höhenstufe. Der „Mixto“ in der Bildmitte bringt zwei Mal täglich Güter und Personen nach Palpa und Ica.

bler, zumal *E. knuthiana* mit Sicherheit auch damals schon weit verbreitet und bis in den unmittelbaren Siedlungsraum anzutreffen war. Sie diente wahrscheinlich als Nahrungslieferant. In diesem Fall käme der Kakteendarstellung vermutlich keine rituelle Bedeutung zu.

5.11 Geoarchäologische Befunde

Ergänzend zu den geomorphologischen Archiven können im Arbeitsgebiet anhand der archäologischen Befunde wichtige Erkenntnisse über das Ausmaß und die Zeitstellung geomorphologischer Aktivitäts- und Stabilitätsphasen gewonnen werden, deren Datierung ohne den archäologischen Kontext nicht möglich wäre.

5.11.1 Die Oberflächenformung in präkolumbischer Zeit

Unklar ist bislang die zeitliche Einordnung der jüngsten geomorphologischen Aktivitätsphase im Bereich der Fußflächen und Quebradas. Bei genauer Betrachtung der Geoglyphen zeigt sich, dass sie exakt an das noch heute bestehende Mikrorelief der Fußflächen angepasst sind. Selbst kleine Rinnen, die isoliert betrachtet auch jüngeren Alters sein könnten, haben zum Zeitpunkt ihrer Anlage schon exisitiert. Ein Beispiel dafür ist die Anlage des Reloj Solar (Abb. 68), ein anderes sind die paracaszeitlichen Geoglyphen, die noch an den Hängen angelegt wurden. Weshalb vor der Nasca-Zeit die Flächen gemieden wurden, ist unklar. Eine mögliche Erklärung könnte sein, dass diese damals noch lössbedeckt waren und die Anlage von Geoglyphen auf den großen Flächen praktisch nicht umsetzbar war.

Ein östlich der Hazienda Vizcas gelegenes Trapez (archäologischer Fundplatz PAP-359) liefert Hinweise auf die Oberflächenüberformung der Fußflächen: Es ist teilweise über Lössresten angelegt worden. Das zeigt, dass

- die Lössdecke schon zur Zeit der Anlage weitgehend erodiert war (sonst hätte kein Wüstenpflaster an der Oberfläche gelegen) sowie
- die Lössdecke seit Anlage der Geoglyphe weitgehend stabil geblieben ist, denn andernfalls würde um die Lössreste mittlerweile wieder freigelegtes Wüstenpflaster zu finden sein.

Die Lössdecke im Andenvorland war demnach zur mittleren Nasca-Zeit (um 400 n. Chr.) also schon wieder weitgehend erodiert gewesen und ist seither nicht weiter überprägt worden. Es ist daher davon auszugehen, dass hier seither Trockenheit herrschte.

Ein weiterer geomorphologisch relevanter archäologischer Befund sind die meist linienhaften Geoglyphen, die quer über verschiedene Terrassengenerationen durch die Quebradas verlaufen. Damit steht fest, dass diese Quebrada-Generationen zur Nasca-Zeit ebenfalls schon exisitierten (Q1 und Q2 in Abb. 49 und 21), was bereits bei der Ansprache über deren intensive Wüstenlackausprägung vermutet wurde. Anhand der Geoglyphen kann die Stratigraphie der Quebradas jedoch noch weiter differenziert werden. Die breite, helle Basis der Quebradas war nasca-zeitlich ebenfalls bereits angelegt, da die Linien auch in diesen Bereichen angelegt wurden und lediglich kleine Bereiche der Linien durch spätere linienhafte Abflussereignisse zerstört worden. Diese Zerstörungen beschränken sich jedoch lediglich auf die jüngsten Rinnen innerhalb der Quebradas, erkennbar am Auftreten von *Bulnesia* und an ihrer hellen Farbe (Abb. 21). Damit ist gezeigt, dass das Bett der Quebradas letztmals prä-nascazeitlich auf voller Breite geflutet war. Dies ist ein eindeutiger Beleg dafür, dass Starkregenereignisse im Bereich der küstennahen Wüste des Arbeitsgebietes schon seit Jahrtausenden nicht mehr stattgefunden haben (vs. GRODZICKI 1994)!

Der begrenzte linienhafte Abfluss in den Quebradas kann einem weiteren, numerisch und archäologisch datierten Befund zugeordnet werden – den Siedlungsabfällen von Chillo, an einem Prallhang des Rio Grande gelegen (Abb. 69). Hier wurden während der Späten Zwischenperiode kleine Kerbtäler mit Siedlungsabfällen verfüllt. Im Rahmen der Arbeiten von UNKEL (2006, 83) wurden diese Ablagerungen datiert, sie wurden aufgrund der 1σ-Fehlergrenzen im Zeitraum von 1060–1430 n. Chr. abgelagert, sie können jedoch auch innerhalb von nur wenigen Jahrzehnten sedimentiert worden sein. Eingeschaltete Schuttlagen zeugen von wiederholten kleineren Abspülereignissen, d.h. von lokalen Niederschlägen vor Ort. Verschiedene Laufhorizonte schliessen eine Sedimentation erst nach der Besiedlung aus. Die archäologische Stratigraphie wird gerade von H. OTTEN (KAAK, Bonn) detailliert bearbeitet. Im weiteren zeitlichen Verlauf wurden diese lockeren Ablagerungen wieder weitgehend ausgeräumt, was als Zeichen für heftigere Abflussereignisse interpretiert werden kann. In Frage kommt der Zeitraum erhöhter fluvialer Aktivität ab dem 14. Jh. (s. Abschnitt 5.9.2).

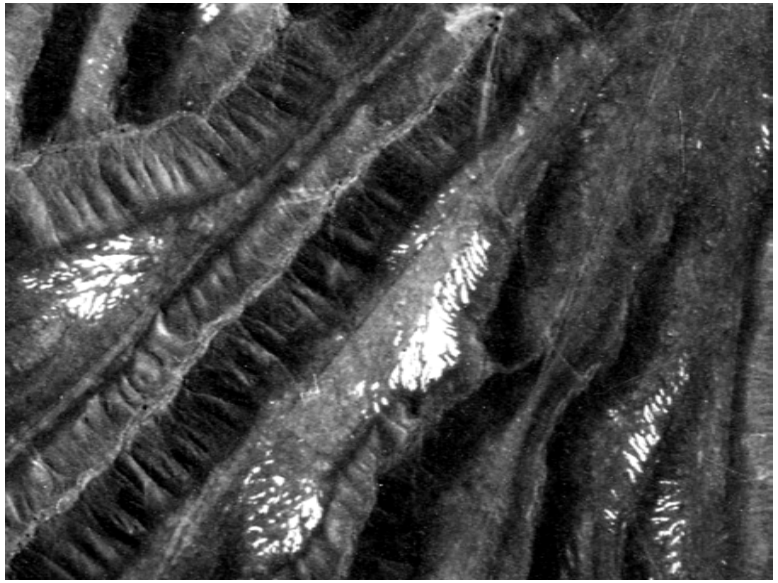


Abb. 67: Trapez aus der mittleren Nasca-Zeit um 400 n. Chr. auf der Pampa östlich von Palpa **(links)**. Die Bodenzeichnung wurde teilweise über Lössresten (helle Flecken) angelegt, ein Zeichen für die damals schon erfolgte Erosion einer geschlossenen Lössdecke. Luftbild: SERVICIO AEROFOTOGRÁFICO NACIONAL (SAN).

Abb. 68: Die Geoglyphe des Reloj Solar (Sonnenuhr) auf dem Glacisterrassenniveau westlich von Palpa **(rechts)**. Gut zu erkennen ist die Anpassung an das vorgegebene Mikrorelief, insbesondere an die Rinne rechts im Bild. Seit Anlage der Geoglyphen erfolgte deshalb keine Modifikation des Oberflächenreliefs, gleichbedeutend mit dem Fehlen von Starkregenereignissen.

Abb. 69: Die Siedlungsabfälle von Chillo, oberhalb des Rio Grande südwestlich von Palpa, aus der Späten Zwischenperiode (s. Abb. 58). Gut zu erkennen ist die Schichtung der Ablagerungen und deren Ausrichtung auf eine höher gelegene Flussterrasse, welche heute ausgeräumt ist.

Die damit verbundene Veränderung der Terrassensysteme wirkte auch auf den Standort Chillo: Die verschiedenen Horizonte der Siedlungsabfälle fallen alle relativ flach zum Rio Grande hin ein, wo sie abrupt enden. Hier hat der Fluss die einstige Fortsetzung des Sedimentkörpers wieder ausgeräumt. Heute endet dieser in einer Höhe von ca. 7 m über dem aktuellen Flussbett.

5.11.2 Spuren präkolumbischer Bewässerungstechniken und ihre paläoklimatische Bedeutung

Ein wesentliches Merkmal der präkolumbischen Kulturen Perus sind ihre hoch entwickelten Bewässerungstechniken, die schon lange vor der Inka-Zeit etabliert waren. Damals wie heute kommt jedoch unter entsprechenden hygrischen Verhältnissen auch der Regenfeldbau zur Anwendung, aktuell ist er auf Höhen über 3.200 m ü.M. beschränkt. In tieferen Lagen ist man auf die Bewässerung mit Flusswasser angewiesen. In präkolumbischer Zeit waren jedoch auch Bereiche besiedelt, die nur durch die Techniken des „water harvesting“ mit Wasser versorgt werden konnten. Im Verlauf der Arbeiten konnten im Arbeitsgebiet derartige Anlagen ausgemacht werden, welche zumindest für die Küstenregion Perus bislang offenbar noch nicht beschrieben wurden und die seit Jahrtausenden in anderen Regionen der Erde eine typische Anpassung an Wüstenrandbedingungen sind.

Feldbauterrassen im Arbeitsgebiet

Um den früheren Siedlungsschwerpunkt der präkolumbischen Kulturen um Palpa findet sich an den trockenen, unbewachsenen Talhängen eine Vielzahl von Terrassenanlagen, die in der Späten Zwischenperiode angelegt wurden. Die Terrassen sind durch Trockenmauern befestigt. Solche Terrassierungen sind rezent auch in den andenwärts anschließenden Tälern angelegt (z.B. Platanal, s. Abb. 58). Ältere Terrassen aus der Paracas-Zeit finden sich nur in den oberen Talbereichen. Diese Terrassen sind Regenfeldbauterrassen, da sie auch weitab von Rinnen und bis dicht unter die Gipfel angelegt wurden und keinerlei Bewässerungskanäle erkennbar sind.

Davon abweichend wurden jedoch auch unbefestigte Terrassierungen angelegt, welche bewässert wurden. Da sich die alten Feldbautechniken teilweise bis heute erhalten haben, kann ihre Anlage in höheren Talbereichen bis heute studiert werden (s. Abb. 70). Die unbefestigten Terrassen werden überflutet, indem Wasser aus einem Kanal oberhalb über die Terrassenoberfläche geleitet wird. Deshalb sind die Terrassierungen auch kaum ausgeprägt, sie dienen lediglich zum Bremsen des Oberflächenabflusses, um die Infiltration zu verbessern.

Abb. 70: Rezente Hangbewässerung im oberen Vizcas-Tal (s. Abb. 2). Durch Überfluten der Hänge wird der Bodenspeicher aufgefüllt, und es entwickelt sich eine Grasvegetation. Der Talgrund wird intensiver bewässert und bewirtschaftet.

Abb. 71: Terrassierte Hänge bei Jaime im oberen St. Cruz-Tal (vorn links). Analog zu Abb. 70 wurden hier während der Feuchtphase der Späten Zwischenperiode die lössbedeckten Hänge agrarisch genutzt. Die Bearbeitungsspuren im rechten Bereich des Talbodens sind rezenten Ursprungs (vgl. auch Abb. 72 und 73).

Tab. 16: Phytolithengehalte aus den Bewässerungsterrassen bei Jaime, St. Cruz-Tal (pers. Mitt. S. SCHIEGL, vorläufige Ergebnisse). AIF = Acid insoluble fraction

Probe	Art	Phytolithenzahl (mg^{-1} AIF)
Pe 310a	Löss, 0–10 cm	605
Pe 310b	Löss, 20–30 cm	419
Pe SOL	Löss	508
Pe SOL 6a	Terrasse, unten	1.949
Pe SOL 6b	Terrasse	1.194
Pe SOL 6c	Terrasse	1.722
Pe SOL 6d	Terrasse	1.847
Pe SOL 6e	Terrasse, oben	2.525

Die Bewässerungsterrassen von Jaime

Eine solches Bewässerungssystem war u.a. bei Jaime (zur Lage s. Abb. 18) im oberen St. Cruz-Tal angelegt worden. Hier wurden die Unterhänge der Lösslandschaft terrassiert und am Hang Bewässerungskanäle angelegt (Abb. 72 und 73). Ein Datierungsexperiment der Anlage deutet darauf hin, dass die Kanäle während der Späten Zwischenperiode angelegt wurden (HDS-1373a, 0.82±0.34 ka, unveröffentliches Alter, mündl. Mitt. A. KADEREIT), was die archäologischen Befunde trotz großer methodischer Fehlergrenzen (Standardabweichung) bestätigen würde.

Die Reliefverhältnisse am Standort Jaime würden zwar flussaufwärts das Ausleiten von Wasser aus dem Rio St. Cruz erlauben, wie dies üblicherweise geschieht, die Kanäle sind hier jedoch an lokale, ausgewaschene Rinnen im Hang angeschlossen. Dieser bemerkenswerte Umstand lässt zwingend darauf schließen, dass diese Rinnen ausreichend Wasser führen mussten. Im räumlich eng begrenzten Einzugsgebiet dieser Rinnen müssen demnach erhebliche Niederschlagsmengen gefallen sein.

Im Rahmen der Arbeiten des NTG-Förderschwerpunktes führte S. SCHIEGL (Tübingen) Phytolithenuntersuchungen durch. Dazu wurden auch die Terrassierungen von Jaime beprobt und als Referenz unbewässerter Löss (Pe 310) vom

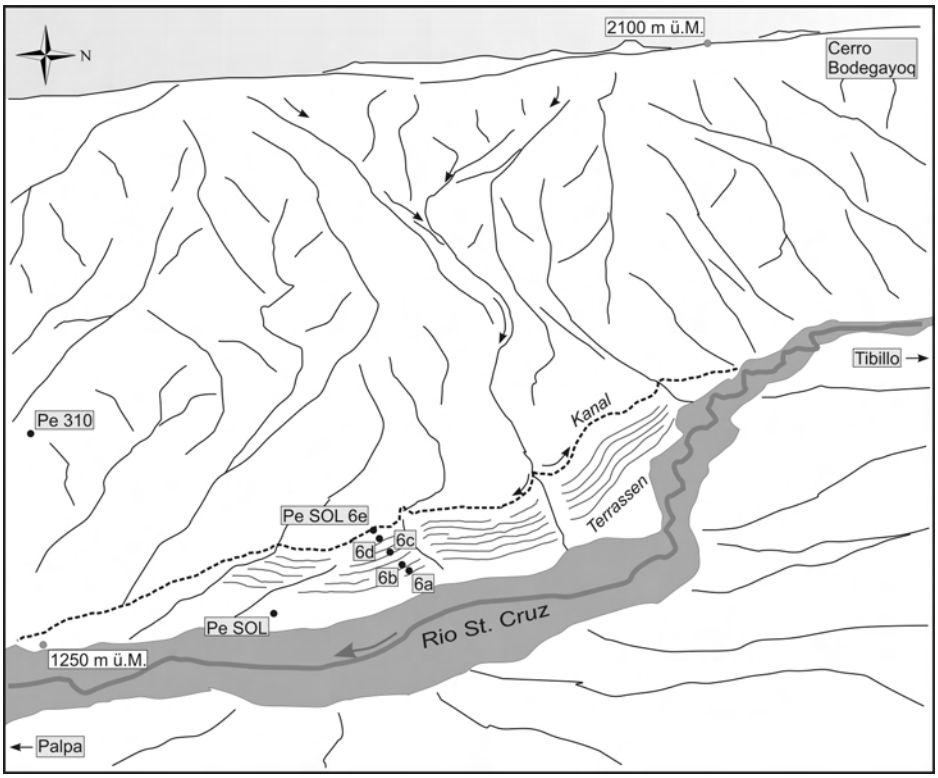


Abb. 72: Skizze der Bewässerungsanlagen aus der Späten Zwischenperiode (1000–1400 n. Chr.) bei Jaime im oberen St. Cruz-Tal. Die Bewässerung erfolgte über Kanäle, die ihr Wasser über die Seitentäler aus lokalen Einzugsgebieten bezogen. Diese sind heute abflusslos. Im Bereich der bewässerten Flächen entwickelte sich eine dichte Grasdecke. Der Bewuchs führte zu einem starken Anstieg der Phytolithengehalte im Boden (Proben Pe SOL 6a bis e), verglichen mit dem Rohlöss (Pe SOL und Pe 310, s. Tab. 16).

Abb. 73: Die Bewässerungsterrassen von Jaime (St. Cruz-Tal, s. Abb. 58), Blickrichtung Süd. Rechts im Bild der gegen das Talgefälle verlaufende Kanal (vgl. Abb. 72).

selben Standort untersucht. Die vorläufigen Ergebnisse (SCHIEGL, pers. Mitt.) sind in Tab. 16 dargestellt. Die Proben wurden vor der Bestimmung der Phytolithen mit 3N HCl und 3N HNO_3 (1:1) sowie H_2O_2 vorbehandelt. Die Ergebnisse der Untersuchungen zeigen eine klare Dominanz (> 90 %) von Gräserpollen in allen Proben. Damit bestätigt und festigt sich erneut das Bild einer steppenhaften Graslandschaft als ökologisches Umfeld der holozänen Lössakkumulation.

Im Bereich der Terrassierungen enthält der Löss jedoch bis zum Fünffachen mehr Phytolithe als der unbearbeitete Löss, d.h. nur 20–30 % der Phytolithen sind reliktisch, der Rest ist subrezent. Offenbar ist dies das Resultat der Hangbewässerung und demzufolge intensiven Graswuchs, wie sie noch in den oberen Andentälern praktiziert wird (s. Abb. 70). Diese vorläufigen Ergebnisse zeichnen auch die Feuchteverhältnisse einer solchen Anlage nach: Durch die Wasserzufuhr von oben erhalten die höher gelegenen Terrassen mehr Wasser als die tiefer liegenden, zumindest in Jahren unzureichender Wasserzufuhr. Entsprechend dichter ist die Vegetationsentwicklung der oberen Terrassen, ein Umstand, der sich offenbar im Phytolithengehalt niederschlägt. Es zeichnet sich ein Gradient ab, von dem nur Probe Pe SOL 6a abweicht (s. Tab. 16). Da die Phytolithen keine Wurzelphytolithen sind (pers. Mitt. S. SCHIEGL), sind sie wohl durch Bearbeitung in den Löss gelangt.

5.11.3 Die Techniken des „water harvesting“ am Andenfuß

Die Relikte der ehemaligen Bewässerungswirtschaft bei Jaime belegen bereits eine Verschiebung des Wüstenrandes in Richtung Küste während der Späten Zwischenperiode. Eindeutige Spuren lokaler Niederschläge zeigen sich jedoch auch im heute hyperariden Andenvorland im Bereich der Ciudad Perdida de Huayuri (s. Abb. 58). Hier kamen weitab der Flussoase des Rio St. Cruz Techniken des Wasserkonzentrationsanbaus zur Anwendung, welche für den Bereich Südamerikas bislang noch unbekannt waren. Anders als die Puquios um Nazca, die den Qanaten des Nahen Ostens oder dem Foggara-System in Nordafrika entsprechen, unterirdisch aus den Anden gespeiste Aquifere anzapfen und noch heute teilweise in Betrieb sind, liefern diese Anlagen eine vergleichsweise präzise paläoklimatische Information über die Niederschlagsverhältnisse **vor Ort**. Ihre hydrologisch-bodenchemische Charakterisierung steht noch aus und wird in einer eigenständigen Untersuchung derzeit bearbeitet.

Der Wasserkonzentrationsanbau im Umfeld der Ciudad Peridida de Huayurí

Die Ciudad Peridida de Huayurí gehört zur Gruppe der hoch liegenden, oasenfernen Großsiedlungen der Späten Zwischenperiode (Abb. 1). Sie liegt in einem unzugänglichen Seitental der hier weit ins Andenvorland reichenden Ausläufer der Westkordillere. Im Umfeld der Siedlung sind Erdwälle unterschiedlicher Konstruktion und Größe angelegt (Abb. 75, 76d), die verschiedene Quebradas zur Oase des Rio St. Cruz absperren. Teile der Hänge im Umfeld der Siedlung sind terrassiert. Sie wurden ackerbaulich genutzt und sind leicht von Siedlungsterrassen zu unterscheiden, welche durch Laufhorizonte gegliedert sind. Typisch für die Kultur der Späten Zwischenperiode sind auch hier sämtliche Bauten aus Steinen gefertigt, anders als die Lehmziegel-(Adobe-)Bauten der Paracas- und Nascakultur. Dies stellt vermutlich eine Anpassung an die damaligen lokalen Niederschläge dar, wo Adobebauten nicht dauerhaft genug waren.

Innerhalb der Siedlung befinden sich Abflusskanäle, die auf die abgesperrten Quebradas auslaufen (Abb. 76b). Im Übergangsbereich finden sich ausgemauerte Schächte (Abb. 76c). Der Bereich bis zu den Wällen ist schließlich siedlungsfrei. Diese Befunde stehen in einem direkten funktionalen Zusammenhang.

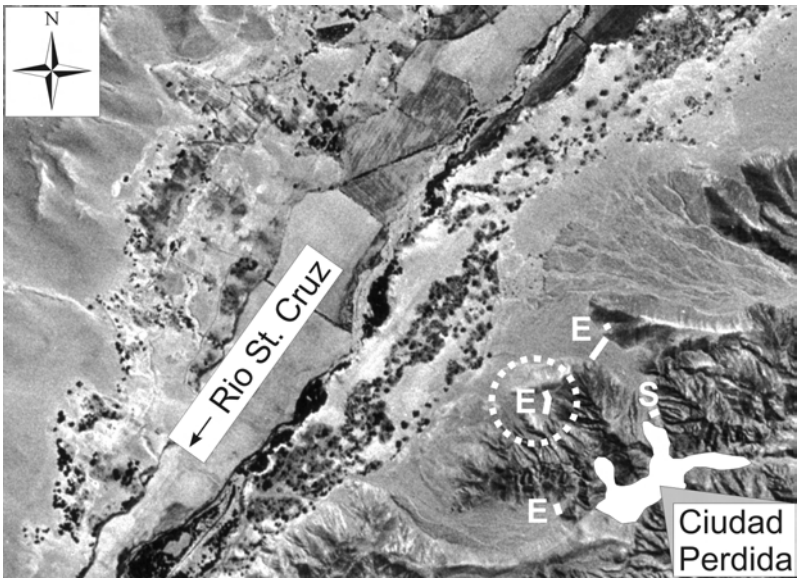


Abb. 74: Verbreitung von Erd- (E) und Steinwällen (S) im Bereich der Ciudad Perdida. Der Kreis gibt die Lage des untersuchten Erdwalls in Abb. 75 und 78 an.

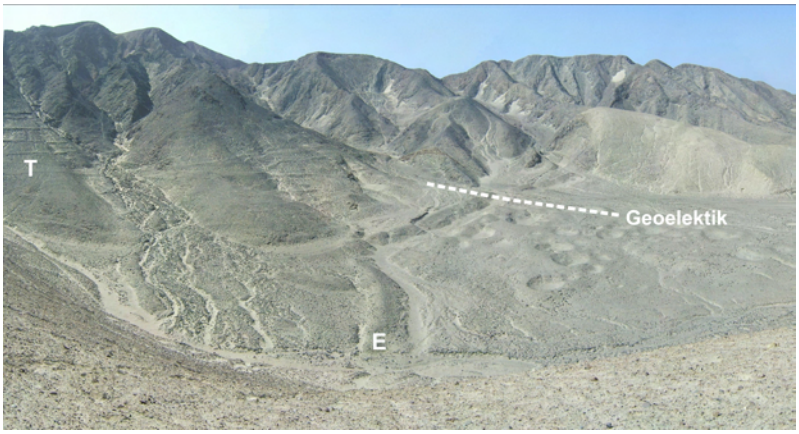


Abb. 75: Kleinmaßstäbiges water harvesting mit Terrassen (T) und Erdwall (E) in der Ciudad Perdida. Markiert ist der Verlauf der geoelektrischen Tomographie (s. Abb. 78). Zur Lage s. Abb. 74.

Sie dienten einem Wasserkonzentrationsanbau („water harvesting“) im Sinne von KUTSCH (1981, 193). Eine Maßnahme der „Wasserernte“ ist die Anlage von Bodenwasserspeichern, die durch die Kanalisierung und Zuleitung des Oberflächenabflusses gefüllt werden. Dazu herrschen im Umfeld der Ciudad Perdida ideale geologische Verhältnisse:

- flachgründige bis schuttfreie Hänge und damit ein starker Oberflächenabfluss,
- ein lockeres, sandig-schluffiges Substrat mit hohem Infiltrationsvermögen und hoher Speicherkapazität über dichtem Untergrund.

Im felsigen Gebirge mit starkem Oberflächenabfluss ist die Anlage eines Erdwalls die einzige Möglichkeit, Wasser verfügbar zu machen (KOLARKAR 1997, 136). Gleichzeitig ist diese Kombination von flachgründigen Hängen und Alluvialebenen die geomorphologische Grundvoraussetzung für dessen Anlage. Das Zusammenspiel der einzelnen Elemente zur Wasserkonzentration funktioniert wir folgt (s. auch Abb. 77):

- die episodischen Starkniederschläge fliessen vorwiegend oberflächlich ab;
- von den Oberhängen gelangen sie konzentriert auf die Feldbauterrassen am Hang (Abb. 75), die Terrassen werden nacheinander kaskadenartig aufgefüllt;
- der linienhafte Abfluss der Hänge wird außerdem in den Kanälen gezielt gesammelt, zum Schutz vor Abflussspitzen sind die steileren Kerben verbaut (Abb. 76b und 76a);
- diese sog. „Sammler“ leiten Wasser zu ausgemauerten Schächten, die als Zisternen genutzt wurden (Abb. 76c);
- der größte Teil des Sammlerabflusses wird in die Quebradas abgeleitet;
- dort verhindert ein Wall den weiteren Oberflächenabfluss (Abb. 75);

- das Wasser versickert in der lockeren Talfüllung, die als Sandspeicherkörper wirkt. Damit bleibt es nutzbar. Überschüssiges Wasser wird über einen randlichen Überlauf abgeleitet, um eine Zerstörung des Erdwalles zu verhindern (Abb. 77).

Ähnliche Wallanlagen sind u.a. aus der Wüste Thar (Indien) seit dem 15. Jh. bekannt. Dort werden sie als Khadin bezeichnet (KOLARKAR 1997, 135), auf der arabischen Halbinsel in modifizierter Form als Sail, in Marokko/Anti-Atlas als Tussur (HORNETZ & JÄTZOLD 2003, 263). Aus der Neuen Welt ist die Anwendung um 1500 n.Chr. aus dem Südwesten Colorados bekannt (KOLARKAR 1997, 135). In Tunesien (Matmata-Bergland) sind ähnliche Anlagen meist gestaffelt angelegt. Die landwirtschaftliche Nutzfläche wird als Jessour bezeichnet (PRINZ 1996, 13), die Erdwälle als Tabia. Letztere sind oft durch Trockenmauern (Sirra) verstärkt, ein Konstruktionsprinzip, das sich auch in der Ciudad Peridida wieder findet.

Zunächst dienen die Wälle primär der Akkumulation von Feinmaterial, womit ein Speicherkörper aufgebaut wird. Die Verhältnisse in der peruanischen Küstenwüste erfordern diesen Schritt nicht. Mit der lockeren Füllung der Quebradas ist ein optimales Speichersubstrat bereits vorhanden. Der Feinboden setzt sich überwiegend aus Schluff und Sand zusammen, was eine schnelle Infiltration bei geringen Sickerwasserverlusten ermöglicht. Feinsandreiche Sedimente sind optimal, da sie eine hohe Permeabilität besitzen, dabei jedoch keinen allzu großen Sickerwasserverlust zulassen. Zugleich ist der kapillare Bodenwasseraufstieg im Sand-Kies-Speicherkörper während der Trockenzeit gering. Insgesamt sind ca. 50–60 % des geernteten Wassers nutzbar (KOLARKAR 1997, 137). Versalzung tritt aufgrund der überwiegend abwärtigen Wasserbewegung und des geringen Kapillarsogs an die Oberfläche nur begrenzt auf. Dadurch kann hier Getreide und Gemüse angebaut werden, sogar mehrjährige Pflanzen können hier Fuß fassen. Die Zisternen werden durch einen langsamen Interflow immer wieder gespeist, sie stellen also eine Kombination aus einer reinen Zisterne, gefüllt bei einem Niederschlagsereignis, und einem Brunnen dar. Die Speicherkörper können bis zu zwei Jahre Wasser liefern und damit notfalls auch eine Dürre überstehen. Die Speicherung im Sedimentkörper verhindert zugleich eine Kontamination und hält das Wasser frisch und genießbar. Damit sind derartige Systeme gegenüber offenen, schnell austrocknenden Speicherseen klar im Vorteil.

(a) Verbau

(b) Sammler

(c) Zisterne/Brunnen

(d) Corral

Abb. 76: Maßnahmen zur Wasserkonzentration in der Ciudad Perdida de Huayuri: (a) Rinnenverbau als Retentionsmaßnahme, (b) Sammler zur Fassung des Oberflächenabflusses, (c) Zisterne/Brunnen), (d) Steinwall, der vermutlich als Corral genutzt wurde. Diese Wälle, bewehrt mit Dornsträuchern, sind heute noch talaufwärts in Gebrauch.

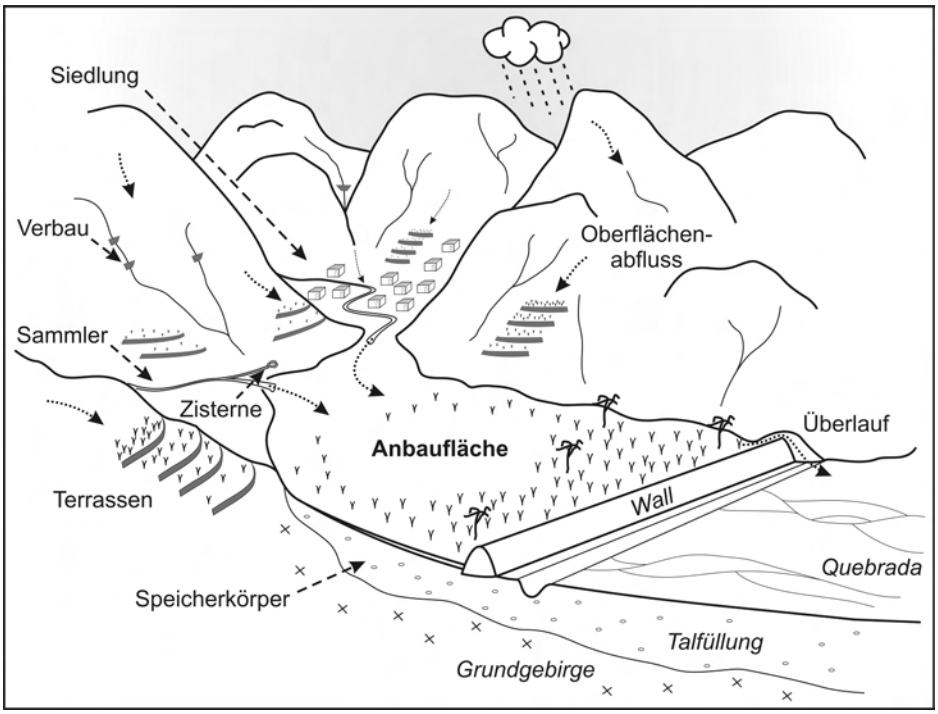


Abb. 77: Schematische Darstellung der Wasserkonzentrationsbauten der Ciudad Perdida. Saisonale Niederschläge wurden hier in Trockenfeldbauterrassen konzentriert, der übrige Oberflächenabfluss wurde über Sammler der lockeren Talfüllung zugeführt und dort gespeichert. Der Erdwall dient dem Aufstauen des Abflusses, der in wenigen Stunden in das Substrat infiltriert. Die steilen Kerben sind zur Minderung der Abflussspitzen verbaut.

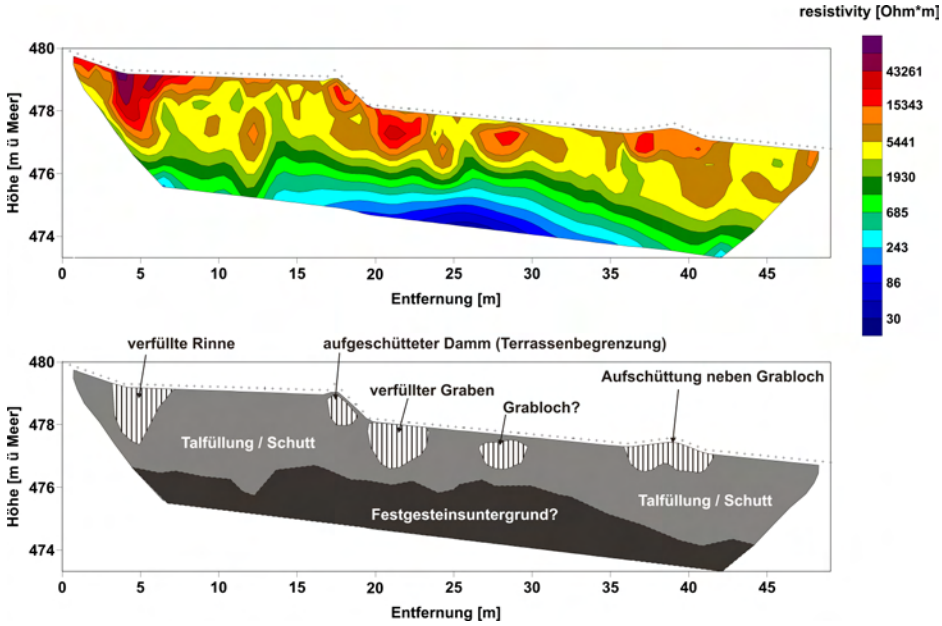


Abb. 78: Ergebnis der geoelektrischen Tomographie (2D) im Bereich des untersuchten Erdwalls (zur Lage s. Abb. 75). (a) Verteilung der spezifischen elektrischen Widerstandswerte (b) Interpretationsskizze. Die Anomalien deutlich erhöhter Widerstandswerte (rote Farben, Widerstandswerte > ca. 10.000 Ohm*m) repräsentieren junge, umgelagerte Lockersubstrate, die größtenteils anthropogenen Ursprungs sind. Die randliche Rinne (Profilmeter 5) und ihre spätere Verfüllung könnten auch natürlich entstanden sein. Anhand der erhöhten Widerstandswerte zwischen Profilmeter 25 und 29 ist die lockere Verfüllung des ehemaligen Grabens zu erkennen, der zur Errichtung des Damms ausgehoben worden war. Auch der Damm / die Terrassenbegrenzung selbst (Profilmeter 17–19) weist erhöhte Widerstandswerte auf. Weitere positive Widerstandsanomalien sind höchstwahrscheinlich auf Grabräubertätigkeit zurückzuführen (Profilmeter 26-30 und 36-43). Grafik und Interpretation: S. HECHT.

Paläoklimatische Aussage

Der Wasserkonzentrationsanbau des Khadin ist an bestimmte hygrische Rahmenbedingungen gebunden. Unter 50 mm Jahresniederschlag in 70 % der Jahre kann es nicht genug Wasser nutzbar machen, über 250 mm N/a ist diese Form der Wasserkonzentration nicht mehr notwendig. Je nach Niederschlagshöhe und -variabilität beträgt das Verhältnis Wassereinzugs- zu Wasserverbrauchsgebiet zwischen 25:1 und 5:1. Im Bereich der Ciudad Perdida beträgt es 7:1, wobei aufgrund der stellenweise vorhandenen geringmächtigen, den Oberflächenabfluss mindernden Lockermaterialdecke auf den Hängen das effektive Verhältnis größer ausfällt. Die meisten indischen Khadins kommen mit 75–100 mm Jahresniederschlag aus (KOLARKAR 1997, 137). Das verwandte System der Tussurs kommt im marokkanischen Anti-Atlas bei 70–250 mm N/a zur Anwendung.

An den terrassierten Hängen wurde Trockenfeldbau betrieben, der durch die Technik der Wasserkonzentration erst möglich wurde. Nach KUTSCH (1981, 195) ist Trockenfeldbau definiert als „Anbau bestimmter Kulturen bei unzureichendem Niederschlag und fehlender Bewässerung“. Durch Terrassierung der Unterhänge und Akkumulation von Feinmaterial wird der Oberflächenabfluss dort gespeichert. Ist dieser Bodenspeicher aufgefüllt, sickert das Überschusswasser in die darunter liegende Terrasse und so fort. Bei ausreichendem Niederschlag und Speichervolumen kann auf diesen Flächen Trockenfeldbau betrieben werden. Es entspricht damit dem Tussur-System Marokkos.

In der Ciudad Perdida wurde also das System des Khadin durch Trockenfeldbauterrassen ergänzt und stellt damit eine Kombination aus Khadin und Tussur dar. Die Gesamtheit und Funktionsweise der Anlagen erlaubt für die Zeit der Späten Zwischenperiode die Feststellung, dass im Bereich der Ciudad Perdida etwa zwischen dem 11. und 15. Jhdt. n. Chr. Niederschläge zwischen 100 und 200 mm/a fielen!

5.11.4 Die räumliche Verteilung präkolumbischer Siedlungen

Anhand rein geomorphologischer Archive wäre eine exakte räumliche Quantifizierung der Niederschläge während der Späten Zwischenperiode nicht möglich gewesen. Dem hygrischen Gradienten folgend erhielten die andenwärts gelegenen Höhensiedlungen wie z.B. Pernil Alto entsprechend höhere Niederschläge,

welche auf den dicht terrassierten Hängen um Palpa eine recht verlässliche agrarische Produktion zuließ. Die Anlage von Höhensiedlungen war damals also möglich (s. dazu Abb. 82b). Bei Jaime konnte dann bereits Bewässerungsfeldbau betrieben werden (s. Abschnitt 5.11.2).

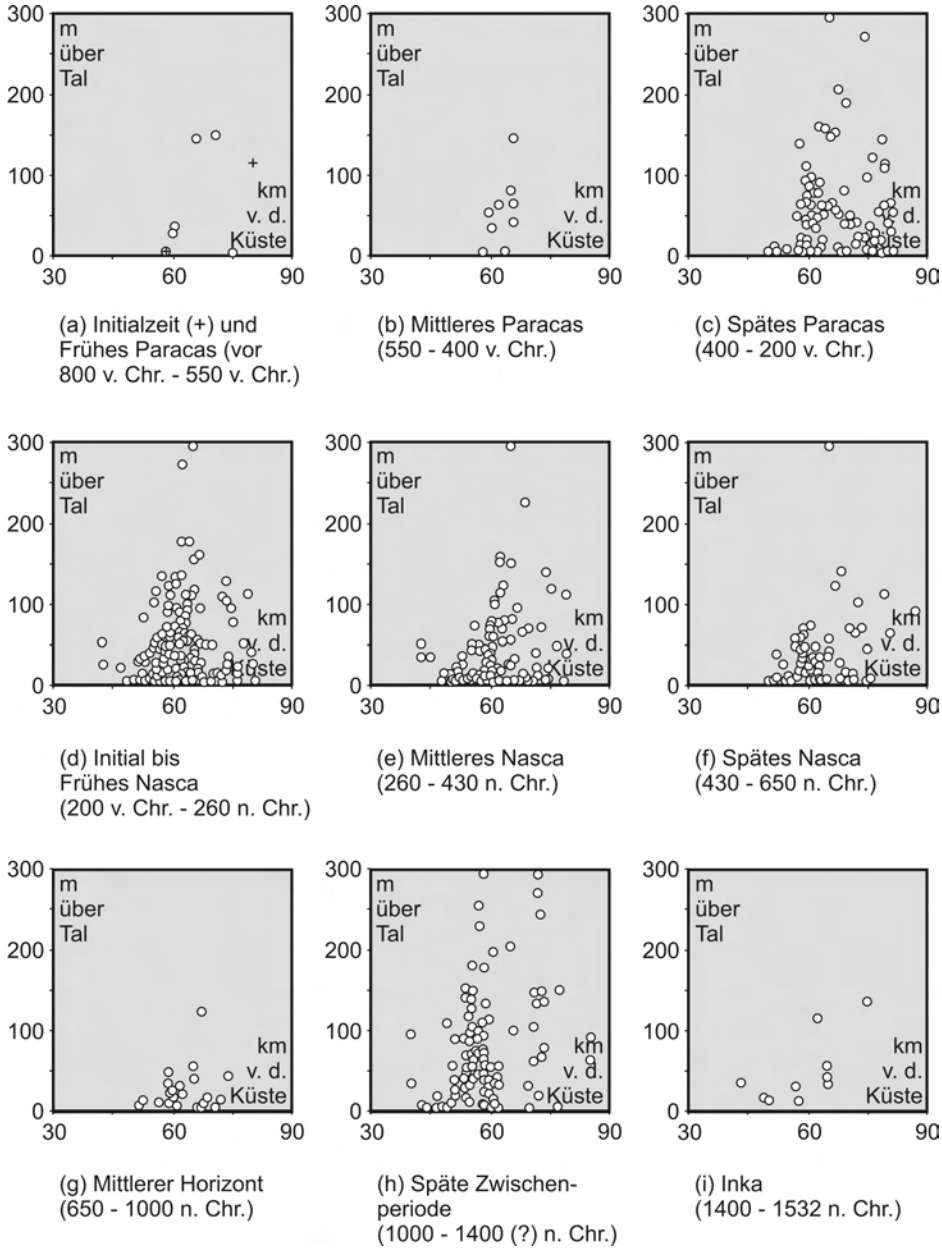
Die letzte Blütephase präkolumbischer Kulturen im Arbeitsgebiet geht demnach auf eine kurzfristige hygrische Fluktuation zurück, die maximal 300 Jahre andauerte. Daraus lässt sich auch für die weiter zurück liegenden Zeitabschnitte schliessen, dass Oszillationen des Wüstenrandes stattfinden konnten und als (Mit-)Auslöser kultureller Umbrüche in Frage kommen. Da die geomorphologische Befundsituation zur Landschaftsentwicklung während der präkolumbischen Kulturstufen wenig ergiebig ist, wurde versucht, anhand der räumlichen Verteilung der Siedlungen auf die damalige paläoklimatische Entwicklung zu schliessen.

Dabei können drei paläoklimatische Parameter definiert werden:

- die vertikale Ausdehung des Siedlungsraumes – abhängig von der Verfügbarkeit lokaler Niederschläge, gleichbedeutend mit der Lage des Wüstenrandes,
- die Entfernung des Siedlungsschwerpunktes (Mittelwert) zur Küste als Ausdruck der fluvialen Dynamik und der Quantität des Abflusses,
- die Zahl der Siedlungen als indirekter Ausdruck der Bevölkerungszahl.

Bis zur Mittleren Paracaszeit lässt die geringe Besiedlungsdichte keine eindeutige paläoklimatische Aussage zu, da diese auch Ausdruck der sich erst langsam entwickelnden Kulturentwicklung sein kann. Eine erste Blüte erlebte der Raum

Abb. 79 ***(auf der nächsten Seite)*****:** Die Siedlungsverteilung in präkolumbischer Zeit. Dargestellt ist die Entfernung der Siedlungen zur Küste, welche sich während der Nascazeit nach Osten verlagerten. Zusätzlich ist die Lage der Siedlungen über dem nächstliegenden Fluss dargestellt. Eine hohe vertikale Variabilität der Siedlungen ist nur durch lokale Niederschläge zu erklären, welche die hoch gelegenen Siedlungen mit Wasser versorgten (h). Zusammenbruch der präkolumbischen Kulturen (i) durch das Eintreffen der Spanier und/oder durch eine erneute Aridisierung bis heute. Ungenauigkeiten des DGM lassen oasennahe Siedlungen bis auf 100 m über Tal reichen.



(a) Initialzeit (+) und Frühes Paracas (vor 800 v. Chr. - 550 v. Chr.)

(b) Mittleres Paracas (550 - 400 v. Chr.)

(c) Spätes Paracas (400 - 200 v. Chr.)

(d) Initial bis Frühes Nasca (200 v. Chr. - 260 n. Chr.)

(e) Mittleres Nasca (260 - 430 n. Chr.)

(f) Spätes Nasca (430 - 650 n. Chr.)

(g) Mittlerer Horizont (650 - 1000 n. Chr.)

(h) Späte Zwischenperiode (1000 - 1400 (?) n. Chr.)

(i) Inka (1400 - 1532 n. Chr.)

jedoch während der Späten Paracaszeit. Eine bestimmte Zahl von Höhensiedlungen (aufgrund der Fehlerstreuung bei der GIS-Analyse können erst Siedlungen über 100 m über Tal als Höhensiedlungen angesprochen werden) zeugt von lokalen Niederschlägen, welche Gerinne speisten, die diese Siedlungen mit Wasser versorgten. Die Flüsse führen unter solchen Verhältnissen reichlich Wasser, so dass auch in Oasennähe zahlreiche Siedlungen entstanden (Abb. 79c).

Betrachtet man die Entwicklung während der Nasca-Zeit (Abb. 79)d, 79e und 79f), so fällt nach einem Maximum während der Frühen Nasca-Zeit ein Rückgang der Siedlungszahl auf. Gleichzeitig nimmt die Zahl der Höhensiedlungen ab, wohl als Ausdruck ausbleibender lokaler Niederschläge. Schließlich verlagert sich der Siedlungsschwerpunkt insgesamt von der Küste weg, die Siedlungen konzentrieren sich zunehmend in Oasennähe. Offenbar nahm auch das Wasserangebot der Flüsse ab.

Während des Mittleren Horizontes (Abb. 79g) konzentrieren sich die wenigen Siedlungen auf die Oasen. Damals muss es sehr trocken gewesen sein, was in die Vorstellung einer geomorphologischen Aktivitätsphase der Flussterrassen passt, denn hier sorgten akzentuiertere Abflussereignisse für eine Aufarbeitung und Aufhöhung der bestehenden Terrassen (s. Abb. 48).

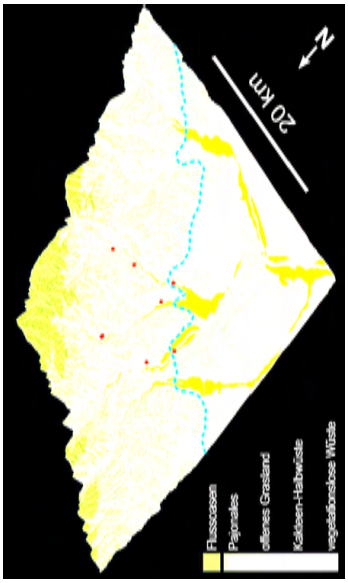
Während der Späten Zwischenperiode war der Wüstenrand dann wieder zur Küste hin verschoben. Ausdruck dieser hygrischen Schwankung ist eine erneut breite vertikale Verteilung der Siedlungen im Raum. Aufgrund einer üppigen Wasserführung der Flüsse reicht der Siedlungsraum weit in Richtung Küste (s. Abb. 79h). Die absolute Zahl der Siedlungen ist sehr groß, zahlreiche Menschen konnten hier Nahrung finden, selbst in sommerregen-gespeisten Höhensiedlungen.

5.11.5 Die Rekonstruktion des Paläolandschaftsbildes

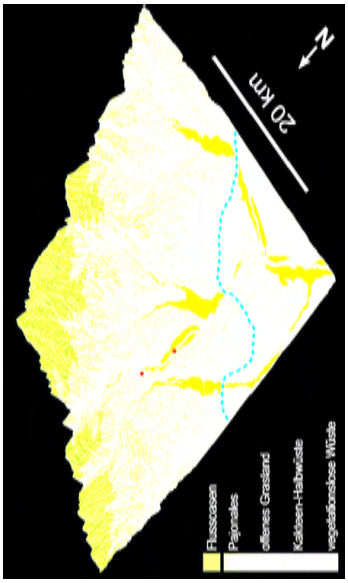
Die bisherigen Befunde und deren Interpretation dienten als Grundlage für eine Darstellung des Paläolandschaftsbildes während verschiedener Zeitabschnitte. Diese sind in Verbindung mit der Siedlungsverbreitung in den Abb. 80, 81 und 82 dargestellt. Als Ausdruck verschiedener Oszillationen des Wüstenrandes konnte sich zeitweise ein Landschaftsbild entwickeln, das heute in den oberen Talabschnitten zu finden ist: Eine Sukkulentenhalbwüste, die schnell in eine Busch- und Graslandschaft überging. Für die Späte Zwischenperiode lassen die

damaligen Niederschläge um die Ciudad Peridda auf eine dichte Kakteensteppe schließen, an den Hängen über Palpa standen Büsche und Gräser, während die Hänge um Jaime oberhalb der Bewässerungsterrassen vermutlich beweidet wurden, wie ein noch heute erhaltenes dichtes Netz von Viehgangeln vermuten lässt.

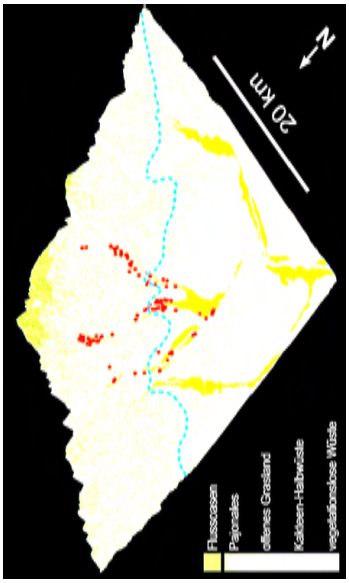
Während der feuchteren Perioden reichte das Weideland entlang der Höhenzüge bis weit in die heutige Wüste hinein. Deshalb folgen die alten Wege von den Oasen ins Hochland nicht den heißen, trockenen und windigen Tälern, sondern steigen schnell auf die Ausläufer der Hochflächen, die subandinen Pultflächen (s. Abb. 12) hinauf, wo wesentlich angenehmere klimatische Bedingungen herrschten. Diese Aufstiege wurden im Tal und auf der Höhe mit der Anlage von Petroglyphen markiert: Diese sind bereits in der Paracas-Zeit angelegt worden und zeugen so von der Persistenz dieser bis heute genutzten Wege (REINDEL mündl. Mitt. 2006).



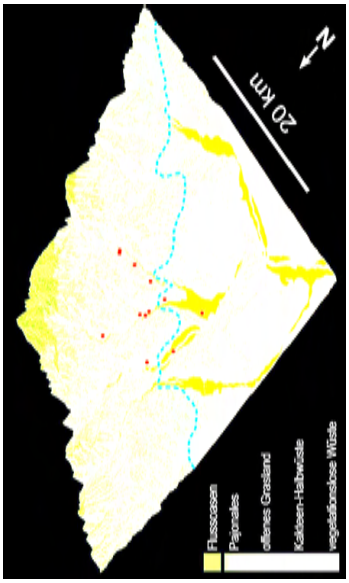
(a) Initialzeit (1800–800 v. Chr.)



(b) Frühes Paracas (800–550 v. Chr.)

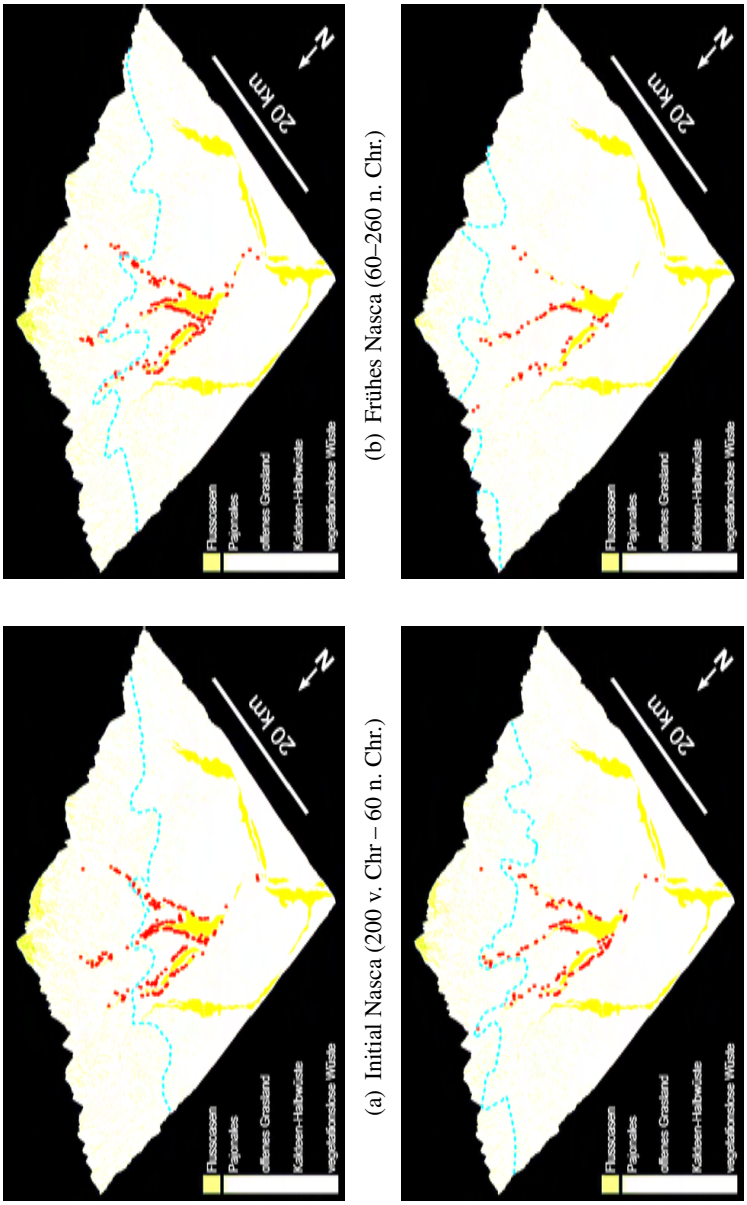


(c) Mittleres Paracas (550–400 v. Chr.)



(d) Spätes Paracas (400–200 v. Chr.)

Abb. 80: Siedlungsmuster und Paläoumweltverhältnisse während verschiedener präkolumbischer Stil-Phasen. Die blaue Linie markiert die jeweilige ungefähre Lage des Wüstenrandes. Siedlungen sind rot dargestellt.



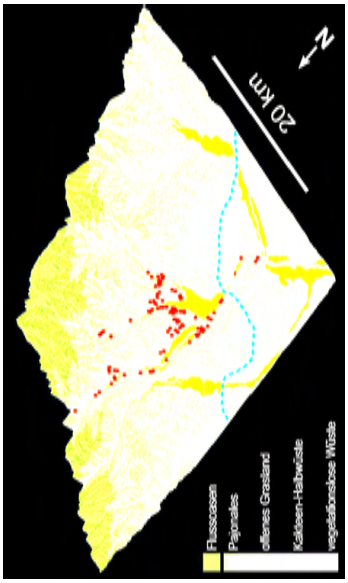
(a) Initial Nasca (200 v. Chr – 60 n. Chr.)

(b) Frühes Nasca (60–260 n. Chr.)

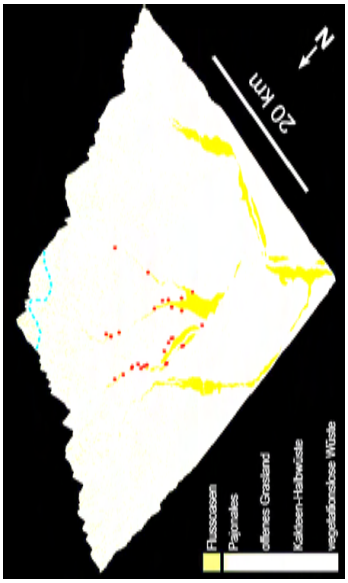
(c) Mittleres Nasca (260–430 n. Chr.)

(d) Spätes Nasca (430–650 n. Chr.)

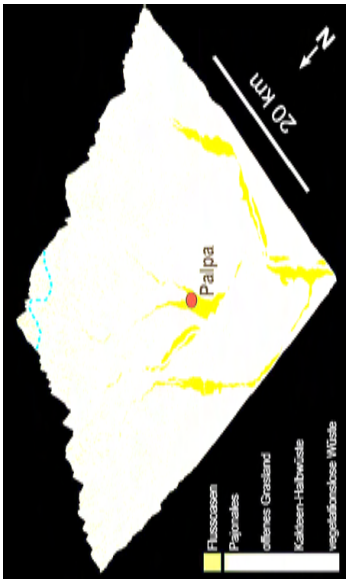
Abb. 81: Siedlungsmuster und Paläoumweltverhältnisse während verschiedener präkolumbischer Stil-Phasen. Die blaue Linie markiert die jeweilige ungefähre Lage des Wüstenrandes. Siedlungen sind rot dargestellt (Fortsetzung).



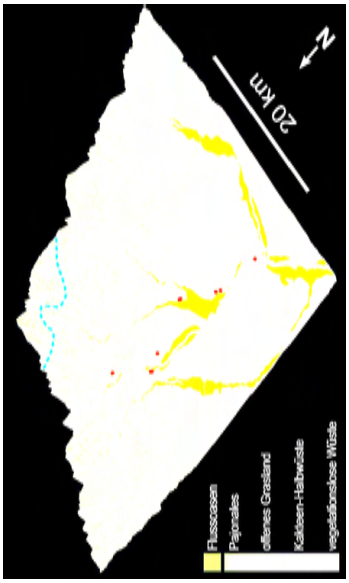
(a) Mittlerer Horizont (650–1000 n. Chr.)



(b) Späte Zwischenperiode (1000–1400 n. Chr.)



(c) Inka/Ende der Späten Zwischenperiode (1400–1532 n. Chr.)



(d) heutige Lage des Wüstenrandes und der Stadt Palpa

Abb. 82: Siedlungsmuster und Paläoumweltverhältnisse während verschiedener präkolumbischer Stil-Phasen. Die blaue Linie markiert die jeweilige ungefähre Lage des Wüstenrandes. Siedlungen sind rot dargestellt (Fortsetzung).

6 Synthese und Ergebnisdiskussion

Die Ergebnisse haben gezeigt, welche Vielfalt an Archiven das Arbeitsgebiet bietet. Neben der Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte ergaben sich dabei auch unerwartete Perspektiven für die Zukunft, was die pleistozäne Landschaftsgeschichte, die Wassernutzung im präkolumbischen Amerika sowie die bodenkundliche Methodik betrifft. Im folgenden Kapitel wird daher eingangs unter methodischem Gesichtspunkt das Potenzial von Cadmium als viel versprechender Paläobodenzeiger vorgestellt. Anschliessend werden die Einzelbefunde zur Landschaftsentwicklung chronologisch im Überblick dargestellt und in einen großräumigeren paläoklimatischen Zusammenhang gebracht.

6.1 Cadmium – ein neuer Paläoumweltzeiger

Im Rahmen der bodenkundlichen Untersuchungen ergaben sich Auffälligkeiten in den Cadmium-Gehalten verschiedener Böden und Sedimente. Trotz hoher pH-Werte und damit für eine Cd-Mobilisierung ungünstigen Verhältnissen fehlt einigen Horizonten Cd_{ges}, gleichzeitig sind die Gehalte an Cd_{mob} relativ erhöht. Dies lässt beim gegenwärtigen Stand der Untersuchungen die Hypothese zu, dass ein Zusammenhang zwischen Cd-Entzug und -Umwandlung, einer initialen Substratverwitterung und einer Versauerung besteht. Dieser kann im schwach alkalischen Milieu nur durch durch die Etablierung einer Vegetationsdecke – einher gehend mit einer Versauerung der unmittelbaren Wurzelumgebung – erklärt werden. Nachweisbare Spuren einer solchen Vegetationsentwicklung sind dann der Entzug von Cd und dessen teilweise Umwandlung in mobile Cd-Verbindungen, welche in deren organischen Überresten im Wurzelraum verbleiben.

Anhand der vorhandenen Proben können vier verschiedene Gruppen des Cd-Status voneinander unterschieden werden (s. Abb. 83): (1) Das Ausgangsmaterial zeigt hohe Cd_{ges}-Gehalte, eine Umwandlung in mobile Verbindungen ist nicht erfolgt. (2) Unter zeitweise feuchteren (Paläoumwelt-)Verhältnissen wer-

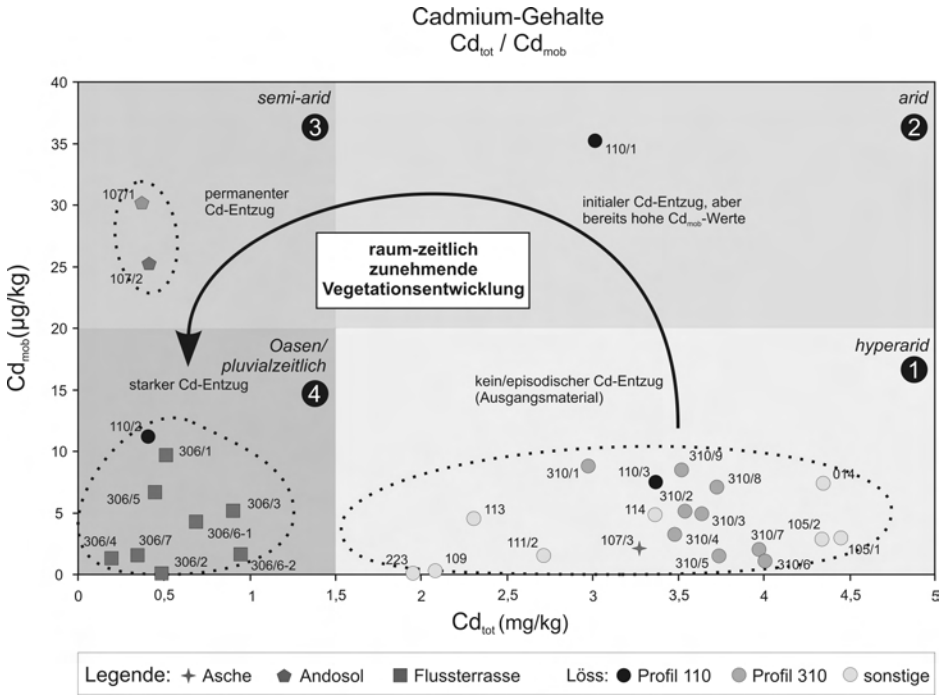


Abb. 83: Der Cadmium-Status verschiedener Böden und Sedimente im Arbeitsgebiet. Die Cd_{ges}-Gehalte der untersuchten Proben lassen sich einem hygrischen Gradienten zuordnen, der von hyperariden Verhältnissen praktisch ohne Cd-Entzug über aride Bedigungen mit beginnender Cd-Mobilisierung zu den semi-ariden Verhältnissen des Altiplano überleitet. Die dortige Vegetationsentwicklung bedingt einen permanenten Cd-Entzug. Am Ende des hygrischen Gradienten stehen die Flussoasen, die schon intensiv an Cd verarmt sind, einerseits durch ihre dichte Vegetationsdecke, andererseits durch erosive Umlagerung von Oberbodenmaterial, das schon vor der Sedimentation an Cd verarmt war. Gleichzeitig bilden die Cd_{mob}-Gehalte die Überführung von Cd durch Wurezlexsudate in mobile Formen ab. Hohe Gehalte stehen demnach für eine hohe Durchwurzelung, deren Signal aufgrund der Trockenheit und der Tendenz zur Humusakkumulation erhalten bleibt. Lediglich der fluviale Bereich ist ausreichend feucht, so dass dort die tote Wurzelmasse wieder abgebaut werden kann und das Cd mit der Bodenlösung verlagert wird.

den mobile Cd-Verbindungen in der Wurzelmasse eingelagert und können heute nachgewiesen werden, während der Cd-Vorrat durch den episodischen Charakter der Bodenbildung noch nicht nennenswert verringert wurde. (3) Die rezente, anhaltende Bodenbildung im Bereich der feuchteren Puna äußert sich ein einem starken Cd-Entzug sowie in einer intensiven Umwandlung in mobile Verbindungen, welche durch die kühl-feuchten Verhältnisse in den humosen Horizonten akkumuliert werden. (4) Am Ende einer raum-zeitlich zunehmenden Vegetationsentwicklung stehen die Verhältnisse der permanent feuchten Flussoasen: Der Cd-Vorrat ist weitgehend verbraucht, während die Mineralisierung unter feuchtwarmen Verhältnissen eine Akkumulation von mobilen Cd-Verbindungen im Boden verhindert.

Damit können selbst in einem makroskopisch unstratifizierten Tiefenprofil unter Umständen initiale Bodenbildungen, alte Bodenoberflächen oder sekundäre Wurzelhorizonte durch die Ermittlung des Cd-Status sichtbar gemacht werden, die bei der Profilansprache nicht erkennbar sind, und die durch andere Parameter (C_{org}-Gehalt, Nährstoffentzug) noch nicht erfasst werden können. Dadurch können Horizonte mit initialer Bodenbildung für eine nachfolgende numerische Datierung kurzfristiger Feuchtphasen in Trockengebieten gezielt beprobt werden. Die Cd-Untersuchung als Grundlage einer weiterführenden paläoklimatischen Bearbeitung von Boden- und Sedimentarchiven kann sich deshalb in der Zukunft als vielversprechender neuer Ansatz erweisen.

6.2 Die Landschaftsentwicklung bis ins Mittlere Holozän

Der Schwerpunkt der Arbeiten lag auf der Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung. Nachfolgend werden zunächst die Befunde zur Landschaftsgeschichte bis ins Mittlere Holozän zusammengefasst, in denen sich klimatische Extremzustände wie das Last Glacial Maximum (LGM), der Kälterückfall im Jüngeren Dryas-Stadial (YD), das holozäne Klimaoptimum und schließlich die Kleine Eiszeit (Little Ice Age – LIA) einstellten und ihre Spuren in den Archiven des Arbeitsgebietes hinterlassen haben.

6.2.1 Das regionale Paläoklima im Pleistozän

Die Rekonstruktion der Paläoklimaverhältnisse für das Arbeitsgebiet reicht bis ins Späte Pleistozän zurück. Bis vor ca. 45.000 Jahren wurden am Andenfuß die Großformen der Fußflächen geschaffen. Zu dieser Zeit müssen demnach bis zum Andenfuß semiaride Verhältnisse geherrscht haben, da die Fußflächengenese mit Schichtflutereignissen mit trocken-semiariden Klimabedingungen verknüpft wird (MENSCHING 1973). Angesichts der geringen Mächtigkeit der Fanglomerate kann diese Feuchtphase lediglich auf wenige Jahrtausende beschränkt gewesen sein, anschließend stellten sich trockenere Verhältnisse ein.

Niederschläge im Arbeitsgebiet sind auf Grund des Feuchtetransportes über den Altiplano zwingend mit feuchteren Verhältnissen im angrenzenden Hochland verbunden. Diese sind, wie im Abschnitt 2.4.2 erläutert, die Folge eines starken Bolivienhochs, das an eine südsommerliche Lage des Perihel gekoppelt ist, d.h. an eine starke Saisonalität des Energieinputs durch die Sonne. Diese war zwischen 50 und 38 ka gegeben (BAKER ET AL. 2001a, 700) und hatte vor ca. 45 ka ihr Maximum. Dieser Befund passt gut zu den Untersuchungen von VAN DER HAMMEN ET AL. (1981, 320), wonach bis vor 45 ka bei Fuquene (Nordanden) interstadiale Bedingungen herrschten. Danach wurde es dort kühler und trockener.

Der anschliessende Wechsel zu einem kühlen Stadial scheint sich auch in den Archiven aus dem Arbeitsgebiet abzubilden. Im Zuge einer Aridisierung mit einer Ostverschiebung des Wüstenrandes bildeten sich die Fußflächen nicht mehr weiter. Die Abflüsse der in den Anden entspringenden Flüsse und Quebradas reichten nur noch aus, um die Ablagerungen zu zerschneiden.

Nach CLAPPERTON (1993, 390) bildeten sich ab der Zeit um 27 ka auf dem bolivianischen Altiplano unter kühl-feuchten Verhältnissen Seen. Diese veränderten Verhältnisse, verbunden mit höheren Abflüssen und Niederschlägen, könnten dabei im Arbeitsgebiet zur Herausbildung des Glacisterrassenniveaus um 26 ka geführt haben. Auch im Zeitraum 26,1–14,9 ka gab es wieder einen starken Jahreszeitengegensatz (BAKER ET AL. 2001a, 700). Die allgemeine Abkühlung mit einem Höhepunkt während des LGM vor 21 ±2 ka (MIX ET AL. 2002) dürfte dabei zur Bildung einer Eiskappe auf dem Altiplano geführt haben. Dies steht im Einklang mit der Vorstellung, dass in Kaltphasen ein üblicherweise verstärkter zonaler Gradient vorherrscht, ein Zustand, der heute kennzeichnend für einen

hohen SOI ist, der dem Altiplano mehr Niederschläge bringt. Zudem war der South American Summer Monsoon (SASM) damals verstärkt und das Amazonasbecken und der Altiplano waren entgegen dem globalen Trend feuchter als heute (BAKER ET AL. 2001a, 640).

Die Schmelzwässer der folgenden Deglaziation räumten anschliessend die Flusstäler im Arbeitsgebiet weiter aus. Um 13 ka setzte eine erneute Feuchtphase ein, die bis ins Arbeitsgebiet reichte. Eingeleitet wurde sie von kleineren Schuttströmen und der Etablierung einer Kakteen-Halbwüste bzw. eines Graslandes, wie das Auftreten der *Scutalus*- und *Pupoides*-Schnecken belegt (s. Abschnitt 5.6). Damit einher ging eine erste Akkumulation von Löss, was Niederschlagsmengen um ca. 200 mm/a in der östlichen Atacama bedeutet. Damals lag die 200 mm-Jahresisohyete am Andenfuß, also etwa 35 km näher am Pazifik als heute, der Wüstenrand lag westlich von Palpa im Becken von Ica-Nazca. Eine solche Feuchtphase im Arbeitsgebiet erfordert Randbedingungen, wie sie ein starkes sommerliches Bolivienhoch erzeugt. Ungeachtet der Einflussfaktoren ist dabei eine Grundvoraussetzung, dass die Heizfläche des Altiplano zu dieser Zeit schnee- und eisfrei war, da ansonsten eine hohe Albedo eine nennenswerte Aufheizung des Altiplano, das Einsetzen der Konvektion und damit eine Entwicklung des Bolivienhochs in der mittleren und oberen Troposphäre wirksam verhindert hätte.

Während des Kälterückfalls in der Jüngeren Dryas war der Bereich oberhalb von 3.800 m ü.M. wahrscheinlich wieder von einer Schnee- oder Eiskappe bedeckt, wie die Eisrandlage von Buena Vista zum Ende der Jüngeren Dryas vermuten lässt (s. Abschnitt 5.5.1). Das bedeutet einen raschen Eisaufbau (und Eisabbau), der sich durch den Hochplateau-Charakter erklärt: Sobald die Schneegrenze über ca. 3.800 m ü.M. steigt, wird der nördliche Altiplano eisfrei, sinkt die Schneegrenze jedoch nur um wenige hundert Höhenmeter ab, so ist die klimatisch wirksame ausgedehnte Heizfläche des Altiplano schnell mit einer Schnee- oder Eisdecke bedeckt. Eine Vereisung des Altiplano während dieser Phase lässt sich auch aus dem Befunden von BAKER ET AL. (2001a, 642) anhand des damaligen kurzfristigen Seespiegelminimums des Titicaca-Sees ableiten: Eine Eis- bzw. Schneedecke verliert in dieser Höhe durch Sublimation große Mengen an Wasser, so dass selbst bei unveränderten Niederschlägen die Abflussspende in den Titicaca-See zurückgeht.

6.2.2 Das regionale Paläoklima im Frühen und Mittleren Holozän

Das Präboreal war gekennzeichnet durch eine allgemeine Erwärmung. Im Bereich des Arbeitsgebietes setzte sich die Feuchtphase des Allerød fort. Ausgehend von einer schnellen Deglaziation etablierte sich das Bolivienhoch vermutlich erneut und der Feuchtetransport in das Arbeitsgebiet setzte wieder ein.

Im Bereich der Andenwestflanke setzte sich die Lösssedimentation fort, die Graslandschaft reichte mehrere Jahrtausende lang bis zum Andenfuß. Die holozäne Sedimentation scheint dabei in zwei Phasen erfolgt zu sein, unterbrochen von einem Feuchtemaximum, während dessen es zur Bodenbildung und leichter Humusakkumulation kam (s. Abb. 43). Angesichts der vorliegenden Datierungen (s. Tab. 10) könnte dieses holozäne Feuchtemaximum im Arbeitsgebiet in das Zeitfenster von 4800–2100 v. Chr. fallen.

Den Übergang zu allmählich trockeneren Verhältnissen markiert eine erneute Phase der Lösssedimentation, die nach 2100 v. Chr. endete und aufgrund nachfolgender Erosion der Lösse nicht weiter eingegrenzt werden kann.

Wie konnte es zu diesem erhöhten Feuchtetransport in die Osthälfte der nördlichen Atacama kommen? Die Antwort darauf liegt im einer raum-zeitlichen Veränderung des Feuchtetransports über die Anden.

6.3 Exkurs – eine Hypothese zur Dynamik des Bolivienhochs

Das Bolivienhoch, wie schon mehrfach im Text erwähnt, spielt eine entscheidende Rolle für Verschiebungen des Wüstenrandes im Arbeitsgebiet. Paläoklimatische Aussagen im überregionalen Maßstab bedienen sich oft dem nächstgelegen Archiv, dem Titicaca-See. Bislang war anzunehmen, dass ein feuchter Altiplano, erkennbar an einem hohen Seespiegelstand, auch mit einer Feuchtphase im Arbeitsgebiet verbunden sein sollte.

Vergleicht man jedoch die eigenen Ergebnisse mit dem Verlauf der holozänen Seespiegelschwankungen des Titicaca-Sees, so ist keine Übereinstimmung der Feuchteverhältnisse zu erkennen. So war der Titicaca-See, gespeist von regionalen Niederschlägen, von 6.500–2.500 v. Chr. abflusslos, das Maximum lag um 4.000–3.000 v. Chr. Dies war das absolute Tiefststand des Sees in den letzten

25.000 Jahren (BAKER ET AL. 2001b, 642). Danach folgen bis 500 v. Chr., mit Schwankungen, Hochstände des Sees, außerdem von 200–0 v. Chr. und ab 500 n. Chr.

Obwohl der Titicaca-See nur 500 km östlich des Arbeitsgebietes und in der generellen Transportrichtung der Feuchte aus dem östlichen Andenvorland liegt, verhalten sich beide Regionen dennoch ausgesprochen gegensätzlich. Das Feuchtemaximum im Arbeitsgebiet fällt etwa zusammen mit der größten Trockenheit auf dem Altiplano! Das bedeutet, dass Befunde zur paläoklimatischen Entwicklung in den Anden ohne Kenntnis der ihnen zu Grunde liegenden Steuergrößen nicht großräumig extrapoliert werden können, was bislang mangels weiterer, differenzierender Befunde vielfach geschah.

Die genannten Widersprüche zeigen, dass zeitgleich ein Maximum und Minimum der Niederschläge auf dem Altiplano trotz einer räumlich engen Nachbarschaft auftreten. Dies lässt Raum für eine Hypothese zu den Ursachen der entgegen laufenden Klimabedingungen:

Eine mögliche Erklärung liefert der für rezente Bedingungen räumlich differenziert dargestellte Feuchtetransport von VUILLE (1999, s. Abb. 10). Hier zeigt sich die unmittelbare Abhängigkeit von der Lage des sommerlichen Bolivienhochs. Aktuell erfährt die Region um den Titicaca-See das Maximum des Feuchtetransports im 500 hPa-Niveau, während der Bereich des Arbeitsgebietes und die Quellgebiete seiner Flüsse in einer randliche Lage zum Bolivienhoch nur vergleichsweise wenig Feuchte erhalten. Nahm das Bolivienhoch jedoch in der Vergangenheit eine nur wenige hundert Kilometer nördlichere Lage ein, so lag sein trockenes Zentrum über dem Titicaca-Gebiet. Gleichzeitig verlief der Transport der maximalen Feuchte ebenfalls weiter nördlich, so dass das Arbeitsgebiet feuchteren Verhältnissen ausgesetzt war (s. Abb. 84).

Wie konnte es zu einer solchen Jahrtausende anhaltenden Nordverschiebung des Bolivienhochs kommen? Allein die Dauer dieser Phase lässt vermuten, dass langfristige Veränderungen klimabestimmender Einflüsse dafür verantwortlich sein müssen. Dies weist auf orbitale Ursachen hin. Betrachtet man die Veränderungen der Erdbahnparameter, so fällt auf, dass während des Frühen und Mittleren Holozäns aufgrund der damaligen Präzessionsverhältnisse die Saisonalität der Energiezufuhr auf den Altiplano nur gering ausfiel. Im Sommer befand sich die Südhalbkugel im Aphel. Dies bedeutet einen verminderten sommerlichen Strahlungsinput und damit grundsätzlich eine Schwächung des Bolivienhochs.

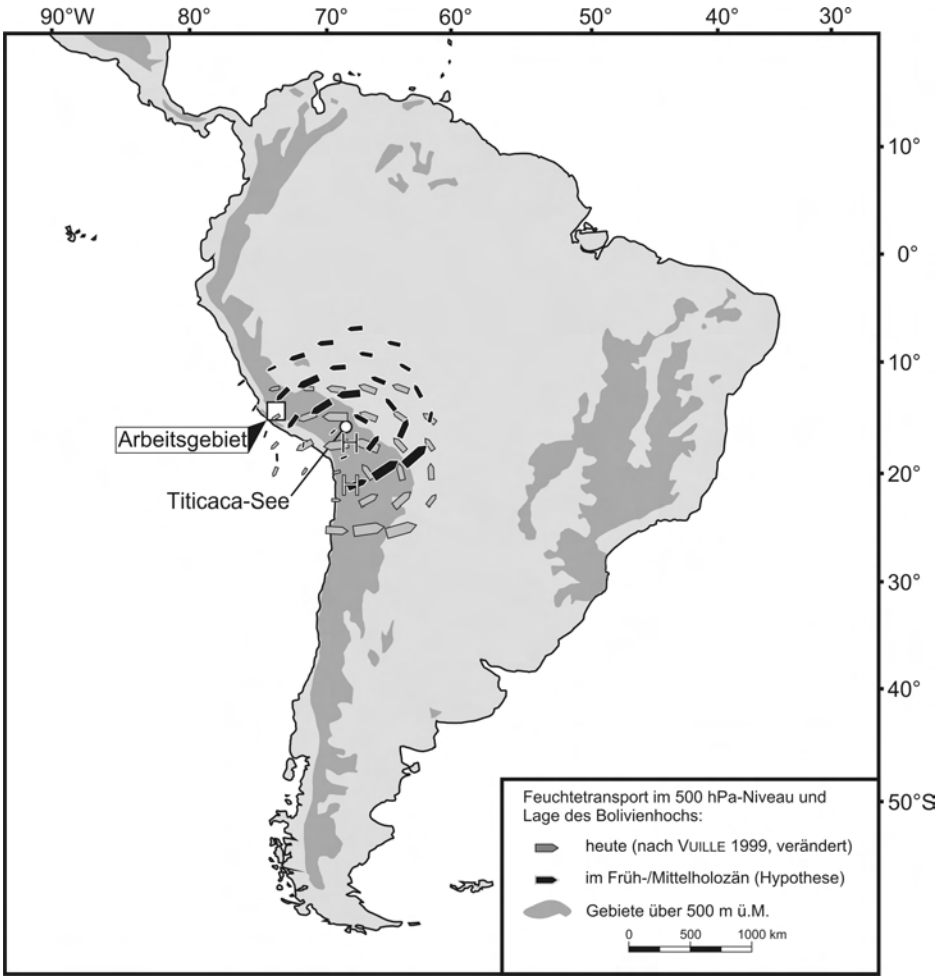


Abb. 84: Die räumliche Differenzierung des Feuchtetransports durch das Bolivienhoch im 500 hPa-Niveau (Niña-Jahre) nachVUILLE 1999, grau und hypothetisch im Frühen und Mittleren Holozän (schwarz). Durch eine Nordverschiebung der mittleren Position des Bolivienhochs (H) erklärt sich eine Feuchtezunahme im Arbeitsgebiet bei gleichzeitiger Trockenheit in der Titicaca-Region, bedingt durch eine Verschiebung des trockenen Zentrums des antizyklonalen Feuchtetransports.

Jedoch muss auch hier die Breitenlage des Bolivienhochs berücksichtigt werden: Die damalige geringere Schiefe der Ekliptik hatte zur Folge, dass die maximale Energiezufuhr auf die Erde in niedereren Breiten als heute erfolgte. Damit ist zu erwarten, dass dadurch der schwächende Einfluss des Aphels wenigstens teilweise wieder aufgehoben wurde. Der Antriebsmotor des Feuchtetransportes war damit vermutlich ähnlich stark wie heute. Möglicherweise verlängerte sich durch die ausgeglicheneren Jahreszeiten auch der Zeitraum im Jahr, in dem die energetische Schwelle der Bolivienhochentwicklung überschritten wurde. So begann die Regenzeit bereits im Frühjahr und endete erst im Herbst.

Damit wurde der Wüstenrand im Arbeitsgebiet zur Küste zurückgedrängt, und es konnte sich ein Graslandschaft entwickeln.

6.4 Der Charakter der Südlichen Oszillation im Frühen und Mittleren Holozän

Fraglich ist, ob die oben beschriebene räumliche Verschiebung des Bolivienhochs allein schon ausreichte, um bis ins Arbeitsgebiet zu einer Niederschlagssteigerung um ca. 200 mm/a zu führen. Unterstützend kommt eine Verstärkung des Bolivienhochs durch einen hohen SOI in Betracht. Dieser Fall tritt heute in La Niña-Jahren auf und bringt erhöhte Niederschläge auf dem Altiplano mit sich.

Im Bereich der Westküste Südamerikas finden sich Archive, die für diese geforderte stärkere SO im Frühen und Mittleren Holozän sprechen. Dies zeigt sich im Bereich der Atacama von Nord- und Zentralchile, der in La Niña-Jahren besonders trocken ist, da ein starkes Osterinselhoch die Fronten der Westwindzone abblockt und die sonst Regen bringenden winterlichen Zyklonen damit weiter südlich verlaufen. Dieser Raum war von 11000–7500 v. Chr. besiedelt. Die folgende Siedlungsleere, als „silencio arqueologico“ bekannt, dauert bis 2500 v. Chr. an (GROSJEAN ET AL. 1997). Offenbar war der Zeitraum des Feuchtemaximums im Arbeitsgebiet hier besonders trocken, analog zum Titicaca-See, wenn auch aufgrund fehlender pazifischer Niederschläge. Auch die Laguna Aculeo in Zentralchile (33°50’S, 70°54’W) erlebte von 7500–3700 v. Chr. eine Trockenphase (JENNY ET AL. 2002, 160).

Gestützt wird die Hypothese der früh- bis mittelholozänen Dominanz von Niña-Verhältnissen durch weitere Befunde zur SO: Auf den Galapagos-Inseln

wurde für das mittlere Holozän ein generell schwaches Auftreten von Niño-Ereignissen aus limnologischen Befunden rekonstruiert, welches von ca. 5130–2600 v. Chr. andauerte (RIEDINGER ET AL. 2002, 4).

Grundsätzlich ist an dieser Stelle zu bemerken, dass der Begriff der z.B. bei KEEFER ET AL. (2003, 41) als „Niño-Ereignisse“ bezeichneten Niederschlagsereignisse im südperuanischen Küstenbereich irreführend ist. Diese Niederschläge gehen mitnichten auf Warmwasservorstöße vor der Küste zurück, wie dies in Nordperu der Fall ist. Aufgrund der schon in Mittelperu deutlich nachlassenden Wirksamkeit der Niederschläge bringenden tropischen Warmwasservorstöße kommen dafür Niño-Ereignisse im engeren Sinne ursächlich nicht in Frage. Vielmehr gehen diese Niederschlagsereignisse auf weiter nach Norden reichende Winterregen zurück, welche infolge eines schwachen Osterinselhochs möglich werden. Damit sind sie nur indirekt an den Niño-Mechanismus gekoppelt.

Insgesamt sprechen die Befunde für ein grundsätzlich starkes Osterinselhoch im Frühen und Mittleren Holozän, verbunden mit Verhältnissen, welche eher den heutigen Niña-Verhältnissen entsprechen. Auch in den marinen Bohrkernen von REIN ET AL. (2004) vor Lima ist der Zeitraum von ca. 6000–2500 v. Chr. ein Zeitraum geringen Sedimentinputs in den Pazifik, was einem selteneren Auftreten von Niño-Ereignissen entspricht. Wie sich noch zeigen wird, ist dies nicht die einzig plausible Erklärung. Angesichts der Graslandschaft im Bereich des Arbeitsgebietes bietet sich auch die Erklärung an, dass eine weniger erosionsanfällige Landoberfläche weniger Sedimentfracht und eine erhöhte Retention geringere Abflusspitzen mit sich brachte, was sich im Archiv ebenso niederschlagen sollte.

Auch aus dem pazifischen Bereich finden sich zahlreiche Befunde, welche die Dominanz einer starken SO bestätigen: Die durch das Nordsommer-Perihel generell verstärkten Passate brachten für den Zeitraum von 9000–4000 v. Chr. eine Tendenz zu stärkeren Niñas und schwächeren Niños (CLEMENT ET AL. 2000), da der damals starke Sommermonsun Asiens mit einer Passatverstärkung einher ging und damit der äquatoriale Pazifik abkühlte. Das nordsommerliche Perihel hat zudem eine stark zonale Aufheizung des Pazifik zur Folge, was ebenfalls zur Passatverstärkung beiträgt (TUDHOPE ET AL. 2001, 1515). Dieses Modell unterstützen die Befunde von GAGAN ET AL. (1998, 1016), wonach der tropische Westpazifik am Ende des Mittleren Holozäns noch 1° wärmer war als heute. Einen entsprechend kühleren Ostpazifik zeigen die Simulationen von LIU ET AL.

(2000). Dieser Zustand bedingt dann eine stabile und intensive Komponente der Walker-Zirkulation, womit sich die Häufigkeit der Umkehr der Zirkulation durch Wärmeanomalien verringert. Der Ausdruck dieser Verhältnisse ist eine verringerte innerannuelle Variabilität (LIU ET AL. 2000). Die schwächste innerannuelle Variabilität ist für 4500 v. Chr. anhand von Korallen nachgewiesen (TUDHOPE ET AL. 2001). Diese kann auch die Folge eines kühleren äquatorialen Pazifiks mit daraus resultierenden verminderten Ozean-Atmosphäre-Wechselwirkungen sein (TUDHOPE ET AL. 2001, 1516), analog zu den heutigen Verhältnissen, wo der äquatoriale Ostpazifik während La Niña kühler ist.

Zurück nach Südamerika: Hier wird es im Bereich der Laguna Seca (18°11'S, 69°14,5'W) ab 3000 v. Chr. feuchter (BAIED & WHEELER 1993, 147). Dies fällt zusammen mit dem allmählichen Anstieg des Titicaca-Sees, womit ein Wendepunkt in der regionalklimatischen Entwicklung der Westküste und der Anden Südamerikas markiert wird: Es stellen sich allmählich moderne Verhältnisse ein, welche mit einem häufigeren Wechsel zwischen einem hohen und einem niedrigen SOI verbunden sind. Im Bereich des Arbeitsgebietes wird es trockener, die Löss-Sedimentation geht zurück.

6.5 Die Umweltentwicklung im Späten Holozän

In den folgenden Abschnitten werden die Befunde zur Umwelt- und Kulturentwicklung im Späten Holozän zusammengefasst.

6.5.1 Das Subboreal bis zur Entwicklung der ersten präkolumbischen Hochkulturen

Die allmähliche Wende zum Subboreal hat, ungeachtet weiterer Einflüsse, vermutlich eine ihrer Ursachen in der orbital beeinflussten Verlagerung des sommerlichen Strahlungsinputs in die höheren Breiten, verbunden mit einer absoluten Zunahme für die Südhalbkugel. Wenn auch die Bedeutung extraterrestrischer Einflüsse immer wieder in Frage gestellt wird, erscheint sie jedoch angesichts der absoluten Werte sehr wahrscheinlich: Da nach LEAN (1996, 528) die Reduktion der Solarstrahlung, die während der Kleinen Eiszeit im Maunder-Minimum modellübergreifend ca. fünf W/m^2 betrug, also wenige Prozent der breitengradabhängigen Gesamteinstrahlung, bereits mit einer spürbaren Veränderung der

globalen Zirkulation verbunden war, lässt ein innerhalb der letzten 10.000 Jahre zunehmender Energieeintrag auf die Südhalbkugel (für den Bereich der Nordhalbkugel ging er nach BRADLEY ET AL. (2003, 132) entsprechend um 8 % zurück) ebenfalls weit reichende Konsequenzen für die globale Zirkulation erwarten, besonders für den direkt betroffenen pazifischen Raum und die davon gesteuerte SO. Ein zunehmender Energieeintrag in den Pazifik sollte ein häufigeres Umkippen der Walker-Zirkulation sowie eine Schwächung des Osterinselhochs und damit häufigere Warmwasservorstöße an die peruanische Küste mit sich bringen. Dies bedeutet eine Zunahme der El Niño-Ereignisse.

Seit 1500 v. Chr. bis heute liegt wieder eine südsommerliche Perihel-Situation vor (BAKER ET AL. 2001a, 701). Die zunehmende Einstrahlung in den höheren Breiten hatte zur Folge, dass sich auch die Heizfläche des Altiplano weiter im Süden verstärkt aufheizte. Damit entwickelte sich das Bolivienhoch zunehmend weiter südlich und das Arbeitsgebiet geriet mehr und mehr in eine randliche Lage. Damit ließ die Feuchtezufuhr nach, der Wüstenrand verschob sich in die Anden hinein, die Graslandschaft verschwand und die Erosion der Lössdecke begann.

6.5.2 Die Blütephase der präkolumbischen Besiedlung

Aus geomorpholgischer Sicht kann festgestellt werden, dass die Lössdecken um Palpa an den Hängen der Fußflächen zur Paracas-Zeit schon weitgehend verschwunden waren, so dass das Wüstenplaster wieder freigelegt war und die Anlage von Geoglyphen ermöglichte. Im fluvialen Bereich war die Phase des Frühen Horizontes und der Frühen Zwischenperiode nach den bisherigen Erkenntnissen durch ein Fehlen größerer Überflutungen gekennzeichnet, wie die Siedlungskonstanz von Jauranga inmitten der Flussoase von Palpa andeutet. Dies spricht angesichts der Bevölkerungskonzentration auf die Flussoasen für verlässliche und ausgeglichene Abflussverhältnisse.

Entscheidende Hinweise auf den Verlauf der Umweltverhältnisse zur Zeit der Paracas- und Nasca-Kultur liefern überwiegend die archäologischen Befunde zur Siedlungsentwicklung. Die zunehmende Verlagerung des Siedlungsschwerpunktes bis zum Ende der Nasca-Kultur in die Andentäler war die Reaktion auf eine fortschreitende Aridisierung. Vergleicht man diese Annahme mit der Entwicklung der Seespiegelstände des Titicaca-Sees in dieser Zeit, so fällt wieder eine

negative Kopplung der regionalen Feuchteverhältnisse auf dem Altiplano auf (s. Abb. 85). Auch der Beginn der Paracas-Kultur um 800 v. Chr. könnte diesem Muster entsprechen, dann würde der damalige schnelle Anstieg des Titicaca-Sees eine schnelle Aridisierung im Arbeitsgebiet bedeuten, welche eine bis dahin räumlich noch verteilt lebende Bevölkerung in die Flussoasen zwang und zur Entwicklung der Bewässerungslandwirtschaft führte.

Das Ende der Nasca-Kultur um ca. 650 n. Chr. fiel zusammen mit einer fluvialen Aktivitätsphase. In früherer Zeit besiedelte Flussterrassen wurden dabei teilweise erodiert und umgelagert. Offenbar zeugt diese Phase von einer Neuordnung des geomorphologischen Gleichgewichtes am Übergang in eine trockenere Phase, welche durch einen starken Bevölkerungsrückgang während des Mittleren Horizontes angezeigt wird. Dieser fiel zusammen mit dem mittelalterlichen Wärmeoptimum (nach BARD ET AL. 2000 von 900–1200 n. Chr). Die stark zurück gegangenen Abflüsse der Fremdlingsflüsse konnten nur noch wenige Menschen ernähren. Wie im Abschnitt 2.5 ausgeführt, war dazu im Einzugsgebiet der Flüsse im Hochland keine dramatische Aridisierung notwendig, sondern lediglich eine Niederschlagsabnahme um weniger als 100 mm/a, welche die Flüsse bereits völlig trocken fallen lässt, im Hochland aber keine existenziellen Auswirkungen hat. Im Gebiet der Huari um Ayacucho kommt es während des 6. Jh. n. Chr. deshalb lediglich zu einer Konzentration der Siedlungen auf die Flusstäler, während bis dahin die höheren Lagen besiedelt waren, wo Regenfeldbau betrieben wurde (ISBELL 2001). Dennoch ist dieses Verhalten ein weiterer Beleg für eine Abnahme der Wasserführung der Flussoasen auch um Palpa. Auch der Untergang der Moche-Kultur an der Nordküste Perus in zeitlicher Nähe zu dem der Nasca-Kultur lässt auf überregionale, klimatische Ursachen schließen.

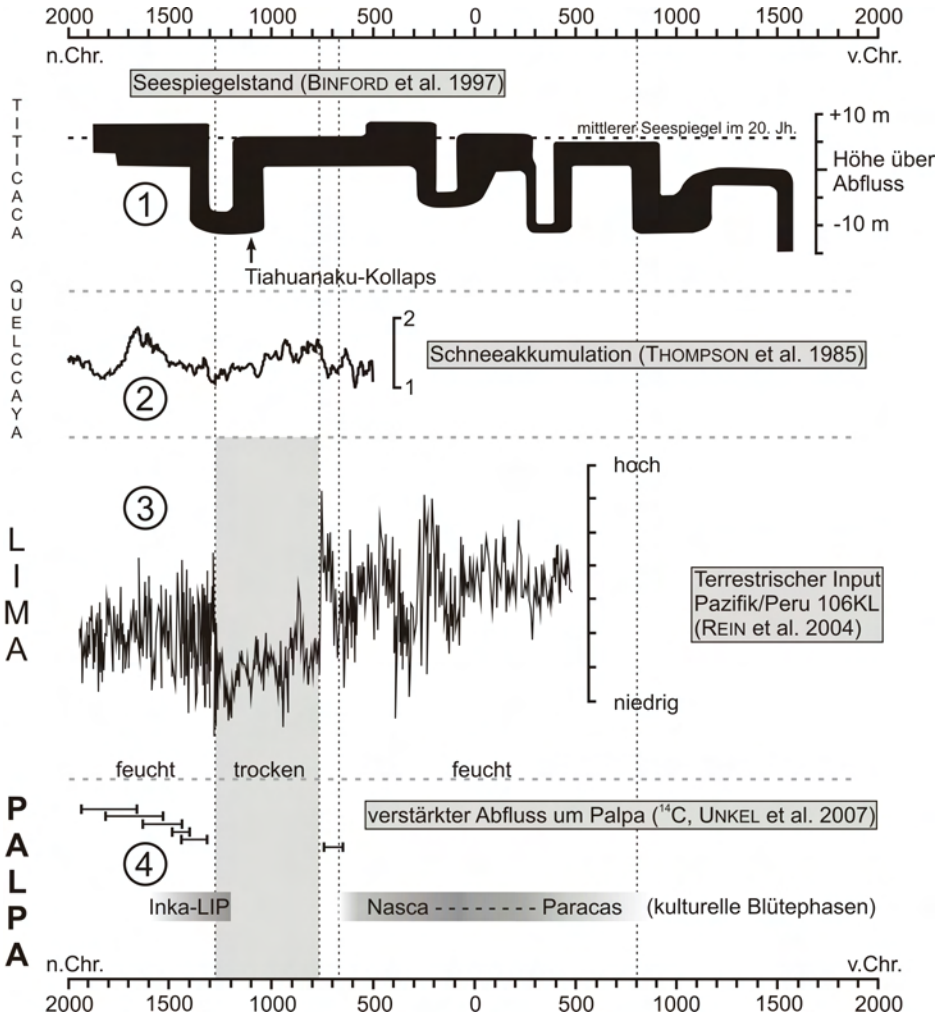
Die Trockenheit im Einzugsgebiet der Flüsse hielt noch bis um 1200 n. Chr. an, möglicherweise ausgelöst durch eine Südverschiebung des Bolivienhochs. Es erscheint denkbar, dass eine verstärkte Aufheizung des Altiplano während des holozänen Klimaoptimums dafür verantwortlich war. Alternativ kommt auch noch eine Schwächung des Bolivienhochs für einen verminderten Feuchtetransport in Frage, was heute bei einer Warmphase der SO (El Niño, schwaches Osterinselhoch) der Fall ist.

6.5.3 Die Landschaftsentwicklung im letzten Jahrtausend

Erst nach 1200 n. Chr. finden sich im Arbeitsgebiet – nach den bisher vorliegenden Datierungen – die Siedlungen der Späten Zwischenperiode. In dieser Phase waren die Flussoasen nochmals dicht besiedelt. Die räumliche Anordnung der Siedlungen, teilweise weitab der Flussoasen angelegt, die dichte Terrassierung der heute völlig trockenen Talhänge und die Anlage von Bauten zur Wasserkonzentration zeugen eindeutig vom Auftreten lokaler und ausreichender Niederschläge bis zum Andenfuß. Diese mittelalterliche Feuchtphase ermöglichte nochmals eine dichte Besiedlung des Arbeitsgebietes. Es ist zu erwarten, dass während dieses Zeitraumes bis zum Andenfuß ein Kakteen-Grasland etabliert war.

Die Anordnung der Bewässerungsanlagen – water harvesting am Andenfuß sowie Trockenfeldbauterrassen und Bewässerungsterrassen in der Andenwestflanke – entspricht dem hygrischen Gradienten der Landschaft, d.h. der Feuchtetransport erfolgte über den Altiplano. Zwingend damit verbunden sind auch erhöhte Niederschläge im Oberlauf der Flüsse. Hier konnte sich eine dichte *Scutalus*-Population etablieren. Die Folge erhöhter Niederschläge ist eine fluviale Aktivitätsphase, die spätestens im 14. Jh. einsetzt. Ihr Beginn kann aufgrund der bisherigen Befunde nicht genauer eingegrenzt werden. In der Folgezeit wurden die Flussterrassen verschiedener Generationen verschüttet. Es kam also zu außerordentlich starken Abflussereignissen.

Abb. 85 ***(auf der nächsten Seite)*****:** Gegenüberstellung verschiedener Paläoklimaproxies aus Peru im Vergleich der eigenen Ergebnisse aus dem Arbeitsgebiet. Deutlich wird, dass zwischen Niederschlagsveränderungen der Titicaca-Region (1), dem Verlauf der Schneeakkumulation des Quelccaya-Gletschers (2) und den Befunden des Arbeitsgebietes keine unmittelbare Verbindung besteht. Dafür verantwortlich ist eine regional differenzierte Feuchteverteilung auf dem Altiplano (s. Text). Offenbar verhalten sich die Proxies der Küstenregion dagegen synchron, wie die Abflüsse der Flüsse zeigen (terrestrischer Sedimentinput in den Pazifik vor Lima (3), umgezeichnet nach REIN ET AL. 2004 und eigene Befunde (4) um Palpa, die Balken zeigen ^{14}C-Datierungen der fluvialen Sedimente an). Bestätigt wird dies durch die jeweilige Blüte der Oasenkulturen und ihren Untergang. Dies lässt auf eine identische Steuergröße des Abflusses schließen. Grau hinterlegt die Trockenphase nach dem Untergang der Nasca-Kultur.


2000 1500 1000 500 0 500 1000 1500 2000
n.Chr.
v.Chr.
Seespiegelstand (BINFORD et al. 1997)
TITICACA
mittlerer Seespiegel im 20. Jh.
+10 m
Höhe über Abfluss
-10 m
1
Tiahuanaku-Kollaps
QUELCCAYA
2
1
Schneeakkumulation (THOMPSON et al. 1985)
2
3
LIMA
hoch
niedrig
Terrestrischer Input Pazifik/Peru 106KL (REIN et al. 2004)
feucht
trocken
feucht
PALPA
verstärkter Abfluss um Palpa (14C, UNKEL et al. 2007)
4
Inka-LIP
Nasca - - - - - - - - Paracas
(kulturelle Blütephasen)
n.Chr.
v.Chr.
2000 1500 1000 500 0 500 1000 1500 2000

6.6 Die Konsequenz der Ergebnisse für andere paläoklimatische Arbeiten

Eine starke fluviale Dynamik führte letztlich über den Rio Grande zu einem erhöhten Sedimentinput in den Pazifik, der sich in den marinen Sedimenten vor der Küste niederschlägt. Für die Zukunft sind dazu Befunde von GUTIÉRREZ ET AL. (2006) aus einem noch in Bearbeitung befindlichen marinen Bohrkern vor Pisco zu erwarten. Ein weiterer Sedimentkern wurde von REIN ET AL. (2004) auf der Breite von Lima bereits eingehend untersucht.

Vergleicht man diese Befunde mit den Erkenntnissen zur fluvialen Dynamik im Arbeitsgebiet, so fällt auf, dass diese sich weitgehend entsprechen (s. Abb. 85). Die Phase erhöhter fluvialer Aktivität nach dem Ende der Nasca-Zeit ist auch im Bereich von Lima durch einen erhöhten Sedimenteintrag erkennbar. Während des Zeitraumes von 800–1250 n. Chr. geht der terrestrische Input in den Pazifik stark zurück, um dann plötzlich bis ins 19. Jh. auf einem hohen Niveau zu bleiben. REIN ET AL. (2004) schliessen daraus auf eine verminderte El Niño-Aktivität, ausgehend von der Hypothese, dass das Ausbleiben der aus Niño-Jahren für Nord- und Zentralperu bekannten katastrophalen Abflussereignisse die Ursache für diesen Rückgang in der Sedimentationsrate sind, während der anschließende Anstieg mit einer Häufung klastischen Inputs durch El Niño-bedingte Flutereignisse in Verbindung gebracht wird.

Die Befunde aus dem Arbeitsgebiet lassen diese Kopplung an El Niño-Ereignisse dagegen nicht zu. Die Persistenz der Geoglyphen sowie die stabile Wüstenpflasterentwicklung zeigen keinerlei Spuren von katastrophalen Niederschlagsereignissen. Deshalb scheint die Hypothese einer verstärkten El Niño-Aktivität ab 1250 n. Chr. angesichts der eigenen Befunde nicht zuzutreffen, denn die Verhältnisse im Arbeitsgebiet sind auf das gegenteilige Oszillationsextrem, La Niña, zurückzuführen. Die Befunde vor Lima erlauben jedoch eine andere Sicht der Entwicklungen:

Hohe marine Sedimentationsraten sind auch im Bereich von Lima ein Zeichen eines feuchteren Hochlandes und stärkerer Wasserführung der Flüsse, zusätzlich treten El Niño-bedingte Niederschläge auf, die ebenfalls zu erhöhten Sedimentationsraten führen. Fraglich ist jedoch, ob diese beiden Extrema der SO sedimentologisch voneinander zu trennen sind. Berücksichtigt man die Kulturgeschichte

des Raumes, so kann festgestellt werden, dass sich der Fortbestand der Küstenkulturen grundsätzlich nicht auf die variablen, zeitlich stark schwankenden Niño-Niederschläge stützt, sondern vielmehr die Flussoasen dann dicht besiedelt werden können, wenn das Wasserangebot mit Ausnahme einzelner Trockenjahre verlässlich ausreichend hoch ist. Dieses ist jedoch eindeutig von den Verhältnissen im Quellgebiet der Flüsse abhängig und damit von einem hohen SOI (La Niña-Situation).

Für dieses Vorherrschen aus dem Hochland gesteuerter feuchter Oasenverhältnisse spricht noch ein weiterer Befund: So wurden zwischen 1300 und 1400 n. Chr. in der Ilo-Region (17°S) sandig-schluffige Sedimente abgelagert („Miraflores-event"). Nach KEEFER ET AL. (2003, 55) waren Niño-Abflüsse dafür verantwortlich. Neben dem Fehlen gröberer Klasten sprechen die Befunde jedoch für hochandine Niederschläge, denn im Sediment wurden organische Bestandteile vollständig zersetzt, wie anhand von Abdrücken erkannt wurde. Dies erfordert jedoch über einen längeren Zeitraum feuchte Verhältnisse, z.B. einen erhöhten Grundwasserstand. Ein einzelnes Ninõ-Ereignis ist jedoch nur kurzfristig wirksam, während eine grundsätzlich erhöhte Wasserführung der Flüsse die allmähliche Zersetzung der organischen Bestandteile leicht erklärt.

6.7 Ergänzende geoarchäologische Befunde zur Späten Zwischenperiode

Über den Zeitpunkt der Aufgabe der Höhensiedlungen in der Späten Zwischenperiode liegen noch keine Ergebnisse vor. Die Phase fluvialer Aktivität, die im 14. Jh. einsetzte, ging vermutlich mit einer Aridisierung vor Ort einher, so dass mit dem Beginn der Inkaherrschaft bereits nur noch die Flussoasen besiedelt waren. Vermutlich war ein Umschwung im Charakter der SO verantwortlich für die geomorphologische Aktivitätsphase (vgl. La Muña, Abschnitt 5.9.3) während der beginnenden Kleinen Eiszeit. Die lokalen Niederschläge traten immer seltener auf, verbunden mit einer Auslichtung der Vegetationsdecke und einer Destabiliserung der Landoberfläche. So konnten die jüngsten Rinnen in den Quebradas der Seitentäler erodiert werden. In den oberen Talbereichen war es jedoch noch ausreichend feucht, um das ökologische Umfeld für die Etablierung einer reichen Schneckenpopulation zu bieten, wie die *Scutalus*-Funde zeigen. Offenbar

war dieser Zeitraum im Hochland grundsätzlich feuchter, wie das Maximum der Eisakkumulation am Quelccaya-Gletscher (Abb. 85, THOMPSON ET AL. 1985) zeigt. Seinen Höhepunkt erreichte es während des MAUNDER-Minimums.

Es ist zu erwarten, dass sich der Siedlungsschwerpunkt während der Kleinen Eiszeit zunehmend in die oberen Talbereiche verlagert hat, dort finden sich zahlreiche, noch undatierte ausgedehnte Terrassenanlagen. Die archäologischen Untersuchungen hierzu haben jedoch erst begonnen. Hinweise dazu können die Befunde von JESSUP (1991) und OWEN (1993) zum Siedlungsverhalten der Chiribaya-Kultur liefern, welche deutliche Parallelen zur Späten Zwischenperiode um Palpa zeigen. Sie sind in SATTERLEE ET AL. (2000) zusammenfassend dargestellt. Der Siedlungsraum befindet sich im Moquegua-Tal (17°S). Heute ist die Sierra hier im Mittellauf des Flusses arid, um 1.800 m fallen 100 mm N/a, auf 2.500 m ü.M. 200 mm N/a.

Um 1000 n. Chr. beginnt die Blütephase dieser Ackerbaukultur an der Küste Perus, die Siedlungen rückten entlang des Flusses in einem Bereich von 1.800 m bis 1.000 m ü.M. in Richtung Küste vor. Angesichts der früheren Auffassung aus dem Gebiet um Palpa, dass die Besiedlung der Späten Zwischenperiode bereits ab 1000 n. Chr. beginnt, erscheint es wahrscheinlich, dass auch hier das Vorrücken der Kultur in Richtung Andenfuss erst ab 1200 n. Chr. erfolgte, sofern die ursprüngliche Datierung anhand von Keramikbefunden erfolgte. Bis zum Vorliegen numerischer Datierungen bleibt dies spekulativ. Damals wurden ausgedehnte Terrassenanlagen angelegt, der Fluss lieferte also im mehrjährigen Mittel ausreichend Wasser. Nach 1300 n. Chr. setzte die Ausdehnung der Siedlungstätigkeit in die feuchte Sierra oberhalb 2.250 m ü.M. ein. Kurz vor 1400 n. Chr. werden die Siedlungen am Mittellauf abrupt aufgegeben, offenbar reichten die Abflüsse der (seltener gewordenen) feuchten Jahre nicht mehr, um die Bodenspeicher wieder aufzufüllen. Zwischen 1400 und 1500 n. Chr. hatte der Terrassenfeldbau der Kultur seine größte Ausdehnung erreicht, die Mehrheit der Chiribaya-Bevölkerung lebte dabei in den Oberläufen (SATTERLEE ET AL. 2000, 96). Möglicherweise ist dieses Maximum kein Ausdruck einer wachsenden Bevölkerung, sondern eine Anpassung an die geringeren Hektarerträge des Hochlandes. Erst um 1575 n. Chr. setzt im Mittellauf wieder Landwirtschaft ein, die spanischen Kolonisten pflanzen Oliven, jedoch auf einer um ca. 80% reduzierten Nutzfläche. Diese Reaktivierung ist auf zunehmende Niederschläge ab ca. 1500 n. Chr. zurückzuführen (SATTERLEE ET AL. 2000, 99).

Diese paläoklimatisch interessanten Befunde zeigen, dass im Bereich des Arbeitsgebietes noch grundsätzlicher Forschungsbedarf besteht, was die zeitliche Gliederung der Späten Zwischenperiode betrifft. Diese wird momentan durch D. KUPFERSCHMIDT (KAAK, Bonn) bearbeitet. Von besonderer Bedeutung sind die paläoklimatisch bedeutenden Höhensiedlungen, deren Wüstfallen möglicherweise mit der Aufgabe der Siedlungen der Chiribaya am Mittellauf um 1400 n. Chr. zusammenfällt.

6.8 Grundsätzliche Überlegungen zum Katastrophendeterminismus

Die landschaftsgeschichtlichen Untersuchungen, die im Rahmen des NTG-Projektverbundes NASCA durchgeführt wurden, dienten der Überprüfung der Hypothese, dass kulturelle Umbrüche während der präkolumbischen Zeit auf Veränderungen der Lebensumwelt, also auf natürliche Ursachen, zurückzuführen sind. Es konnten hierzu keine falsifizierenden Befunde erarbeitet werden, so dass von der grundsätzlichen Anwendbarkeit der Hypothese auszugehen ist.

Im Zusammenhang Natur – Mensch wird insbesondere der Zusammenbruch verschiedener Hochkulturen immer wieder auf natürliche Schlüsselereignisse, im Küstenbereich Perus konkret auf Naturkatastrophen infolge El Niño-bedingter Starkregenereignisse zurückgeführt (so z.B. SATTERLEE ET AL. 2000, 96 oder GRODZICKI 1994).

Dies kann für die präkolumbischen Kulturen im Bereich des Arbeitsgebietes ausgeschlossen werden. Darüber hinaus stellt sich jedoch die grundsätzliche Frage nach der Gültigkeit jener katastrophendeterministischen Sichtweise. Betrachtet man Umweltkatastrophen in der heutigen Zeit, so zeigt sich, dass trotz einer erheblichen Zahl von Opfern und der Zerstörung ausgedehnter landwirtschaftlicher Nutzflächen die überlebende Bevölkerung nicht etwa abwandert, sondern innerhalb kürzester Zeit mit dem Wiederaufbau zerstörter Infrastruktur beginnt. Dies gilt ebenso für die von der Tsunami-Katastrophe 2004 in Südostasien Betroffenen wie auch bei kleinräumigen, z.B. wiederkehrenden Schlammstromereignissen Mittelamerikas. Oftmals werden dort dieselben Flächen wieder bebaut, die von der Katastrophe am intensivsten überformt wurden. Warum „lernt“ der Mensch nicht daraus und sucht sich einen ungefährdeteren Siedlungsraum?

Die Erklärung ist denkbar einfach: Ein einmaliges (oder im dekadalen Masstab wiederkehrendes) Ereignis zerstört nicht dauerhaft die Lebensgrundlage der betroffenen Kulturen. Es bleibt ein „Leben mit dem Risiko“. Selbst für den engen Bereich der Flussoasen der peruanischen Küstenwüste bringen Überflutungen zwar Zerstörungen mit sich, sie stellen die Nutzbarkeit jedoch nicht grundsätzlich in Frage. Keinesfalls führen solche Katastrophen zur völligen Auslöschung ganzer Populationen.

Entscheidend zur Auslösung kultureller Umbrüche sind dagegen dauerhafte Veränderungen im Bereich von Jahrzehnten bis Jahrhunderten, welche den Lebensraum schließlich nicht länger tragfähig sein lassen, so dass er aufgegeben werden muss. Dies zeigt sich beispielhaft im Bereich des Arbeitsgebietes, wo die Blüte der Hochkulturen zwingend an eine ausreichende Wasserführung der Flüsse gebunden ist. Die Siedlungsdichte passt sich entsprechend an, so dass der Raum zu keiner Zeit siedlungsleer war, sondern eine den jeweiligen naturräumlichen Begebenheiten entsprechende Bevölkerungsdichte zeigte. Dies schließt ausdrücklich nicht aus, dass einzelne Umbrüche, erkennbar an Veränderungen der Siedlungsstruktur und Keramikikonographie, auch auf gesellschaftliche Veränderungen zurückzuführen sind, die nicht durch Veränderungen der Lebensumwelt ausgelöst wurden.

Zeichnet sich eine längerfristige Reduktion des Wasserangebots und damit ein Rückgang der Nahrungsproduktion ab, so versuchen die Menschen zuerst, diese durch Optimierung der Anbautechniken auszugleichen. Hänge werden terrassiert und bewässert, der Oberflächenabfluss wird nutzbar gemacht. Dies geschah beispielsweise während der Späten Zwischenperiode durch die Anlage von Bauten des water harvesting, wie sie in dieser Form für die Westküste Südamerikas nach dem bisherigen Kenntnisstand noch unbekannt waren. Der Raum wurde erst verlassen, als die zunehmende Arisidierung eine dauerhafte Nutzung nicht mehr zuließ. Das entspricht ganz den Beobachtungen von PANDEY ET AL. (2003, 46) für die Wüste Thar, wonach Klimafluktuationen mit anhaltenderen Dürrephasen und nicht Witterungsextrema für die Migration von Gesellschaften in landwirtschaftlich tragfähigere Gebiete verantwortlich sind, und erst die letzte Konsequenz darstellen, wenn alle Maßnahmen des water harvesting nicht mehr ausreichten. Genau dieses Verhalten ist im Arbeitsgebiet für die verschiedenen Kulturphasen belegt: So verschob sich der Siedlungsschwerpunkt während der Nasca-Kultur ebenso zunehmend nach Osten wie auch während der LIP.

Es stellt sich die Frage, warum die Menschen die Flussoasen überhaupt besiedelten, anstatt sich auf die stets feuchteren Hochlagen der Andenwestflanke zu beschränken. Neben der Möglichkeit einer Reaktion auf einen zunehmenden Bevölkerungsdruck im Hochland findet sich eine naturräumliche Erklärung: Die Flussoasen des Tieflandes sind – bei ausreichendem Wasserangebot – eindeutig ein besonderer agrarischer Gunstraum. Hier gibt es keine sonstigen klimatischen Beschränkungen, während im Hochland die geringere Wärme, kürzere Wachstumsperioden, die edaphischen Verhältnisse, das Relief sowie die starke Einstrahlung die Erträge deutlich einschränken.

6.9 Zur Abhängigkeit präkolumbischer Kulturen vom Naturraum – ein Fazit

Fest steht, dass die Küstenkulturen Perus nicht auf den seltenen Niño-Regen aufbauten, sondern auf dem Wasserreichtum der Flussoasen – dieser ist jedoch vom Niederschlagsangebot in den Quellgebieten des Hochlandes abhängig.

Konkret bedeutet dies für den Bereich des Arbeitsgebietes, dass Trockenheit im Hochland letztlich den Untergang der Hochkulturen auslöste. Der steuernde Mechanismus hierfür könnte, neben einer absoluten Abnahme der Wasserführung, im Wechsel der Variabilität der SO zu finden sein:

(1) Eine interannuelle Variabilität der SO – wie heute – bringt einen häufigen Wechsel von Niño- und Niña-Verhältnissen mit sich. Damit dauern Trockenphasen selten länger als ein bis zwei Jahre an, die aus den Wasserreserven im Untergrund weitgehend überbrückt werden können. Besonders in den Niña-Jahren werden dann die Speicher wieder gefüllt. Ein Ausnahmefall der letzten Jahrzehnte konnte von 2003–2006 im Arbeitsgebiet beobachtet werden, während dieser sich eine außergewöhnliche Dürrephase ereignete. In den ersten Jahren ging, wie üblich, die landwirtschaftliche Produktion zunehmend zurück. Dauerhafte Folgen der Trockenheit zeigten sich dagegen erst 2006, als Jahrzehnte alte Orangenkulturen vertrockneten.

(2) Eine interdekadale Variabilität der SO kann dagegen dazu führen, dass ganze Dekaden trockener oder feuchter als das langjährige Mittel sind. Derartige klimatische Verhältnisse können damit zu einem existentiellen Problem für die

Oasenbewohner werden, während sie in voran gegangenen Dekaden für deren Blüte verantwortlich waren.

Die Variabilität der SO war in der Vergangenheit häufig derartigen Veränderungen unterworfen. Kühl-trockene Verhältnisse auf der Erde führen dazu, dass die jährlichen Schwankungen der SO schwächer ausgeprägt sind, die der einzelnen Dekaden zueinander dagegen stärker. Dann überwiegt die interdekadale Variabilität. Unter warm-feuchten Verhältnissen dominiert dagegen die interannuelle Variabilität (BRADLEY ET AL. 2003, 119). Während der Kleinen Eiszeit herrschten allgemein eher kühl-trockene Verhältnisse, was eine interdekadale Variabilität der SO erwarten lässt. Eine solche zeichnet sich tatsächlich im marinen Bohrkern vor Pisco (14°1'S, 76°5'W) bis um 1850 n. Chr. ab (GUTIÉRREZ ET AL. 2006, 122. Bislang ist dieses Archiv lediglich bis um 1750 n. Chr. analysiert). Mit dem Ende der Kleinen Eiszeit verändert sich die Variabilität hin zu einer interannuellen Wechsel, den auch LABEYRIE ET AL. (2003, 53) beschreibt. Außerdem belegen dies dendrochronologische Untersuchungen aus N- und S-Amerika (VILLALBA ET AL. 2001).

Vieles deutet darauf hin, dass die beobachteten hygrischen Fluktuationen und die Reaktion der präkolumbischen Völker auf die regionalen Auswirkungen globaler Umweltveränderungen – bedingt durch Veränderungen im Energiehaushalt der Erde – zurückzuführen sind. Künftigen Untersuchungen bleibt vorbehalten, die im Rahmen dieser Arbeit aufgestellten Hypothesen zu überprüfen. Dazu sind räumlich differenzierte Untersuchungen besonders im Bereich des angrenzenden Hochlandes nötig. Sollten die Hypothesen zutreffen, könnten bisherige Befunde zur paläoklimatischen Entwicklung in diesem Teil des Kontinents ebenso besser in einen Gesamtzusammenhang eingeordnet werden wie die präkolumbische Geschichte der Andenvölker.

Zusammenfassung

Ziel der eigenen Arbeiten im Projektverbund „Nasca: Entwicklung und Adaption archäometrischer Techniken zur Erforschung der Kulturgeschichte der Region Palpa/S-Peru“ war die Rekonstruktion der Lebensumwelt zur Zeit der verschiedenen präkolumbischen Hochkulturen im Raum Palpa auf geomorphologisch-bodenkundlicher Basis. Zu Beginn der Arbeiten lagen keinerlei Erkenntnisse dazu vor, es war diesbezüglich also Pionierarbeit zu leisten.

Die Vielfalt der Landschaftseinheiten und -archive sowie die hervorragenden Arbeitsbedingungen im Projektverbund machten es möglich, die Landschaftsgeschichte an der Westflanke der Anden weit über den ursprünglich absehbaren Rahmen hinaus zu rekonstruieren. Dabei konnten verschiedene Phasen hygrischer Fluktuationen abgegrenzt werden, welche in diesem heute hyperariden Raum der nördlichen Atacama Oszillationen des Wüstenrandes verursachten. Dabei konnte nachgewiesen werden, dass die präkolumbische Kulturentwicklung eng an hygrische Fluktuationen des Wüstenrandes und die Wasserführung in den lebensspendenden Flussoasen gekoppelt war.

Die Landschaftsentwicklung seit dem Spätpleistozän stellt sich wie folgt dar: Eine landschaftsprägende Feuchtphase hielt bis vor ca. 45.000 Jahren an, als das Andenvorland letztmals von großen Schichtflutereignissen erfasst wurde, welche ausgedehnte Fußflächen entstehen ließen. In einer anschließenden trockeneren Phase wurden diese Flächen durch Flüsse und Quebradas zerschnitten, deren Abfluss aus Niederschlägen in den Hochlagen des angrenzenden Altiplano stammte. Eine höhere Erosionskraft der Flüsse brachte vor etwa 26.000 Jahren eine erneute Einschneidung der Täler mit sich, in welcher die als „Glacisterrasse“ bezeichneten Flächen trocken fielen. Die Flussoasen-Talzüge waren damit in ihrer heutigen Großform geschaffen.

Der Übergang vom Spätpleistozän zum Holozän ist durch eine deutliche Verlagerung des Wüstenrandes in Richtung Küste gekennzeichnet. Dieser Wechsel ist mit einer geomorphologischen Aktivitätsphase verbunden, in welcher sich

zahlreiche kleinere Massenbewegungen ereigneten. Ab etwa 13.000 cal a BP konnte sich bis auf die Fußflächen des Andenvorlandes eine Schneckenfauna etablieren, welche auf die Existenz eines Kakteen-Graslandes schließen lassen (etwa 200 mm N/J).

Während des Kälterückfalls in der Jüngeren Dryas (12.500–11.000 cal a BP) war diese intensive Feuchtphase vermutlich unterbrochen. In dieser Zeit war der angrenzende Altiplano möglicherweise bis auf etwa 3.800 m ü.M. von einer Eiskappe überzogen.

Das Landschaftsbild des Frühen und Mittleren Holozäns war bis ins Andenvorland dann wieder von einer Graslandschaft bestimmt – unterbrochen von einem Feuchtemaximum mit Bodenbildung vermutlich vor ca. 6.000 Jahren. Bis zum Ende dieser Phase wurde über ein halber Meter Löss akkumuliert, welcher westlich der Anden von EITEL ET AL. (2005) erstmals beschrieben wurde. Für jene Feuchtphase ist vermutlich eine Nordverschiebung des Bolivienhochs verantwortlich, welche dem Arbeitsgebiet mehr Niederschläge aus dem östlichen Südamerika zuführte und gleichzeitig der Region um den Titicaca-See Trockenheit brachte. Deren Ursachen sind durch orbitale Veränderungen der Energieverteilung auf der Erde zu erklären.

Mit der Wende vom Mittleren zum Jungholozän stellten sich im Arbeitsgebiet schließlich trockenere Verhältnisse ein. Die Lössdecke der tieferen Lagen wurde wegen der fehlenden Vegetationsdecke weitgehend erodiert und auf den wieder exponierten Fußflächen konnte sich über Jahrtausende der Trockenheit ein intensiver Wüstenlack entwickeln. Während zuvor Jäger und Sammler die Atacama durchstreiften, setzen nun auch erste Spuren der Sesshaftigkeit entlang der Flussoasen ein (etwa ab dem 4. Jhtsd. v. Chr., REINDEL ET AL. 1999).

Eine erste Blüte der präkolumbischen Hochkulturen erfolgt mit der Paracas-Kultur um 860 v. Chr. Über den Mechanismus einer negativen Kopplung mit den Feuchteverhältnissen um den Titicaca-See lässt sich auf eine zunehmende Trockenheit im Arbeitsgebiet schließen, welche auch in der räumlichen Lage und steigenden Bedeutung des Wasserkultes in Form der Geoglyphenanlage Ausdruck findet. Zudem verschiebt sich der Siedlungsschwerpunkt der nachfolgenden Nasca-Kultur um 650 n. Chr. verstärkt nach Westen in die Anden hinein.

Danach geht die Siedlungsdichte im Arbeitsgebiet stark zurück. Die Flussoasen führten zu wenig Wasser, um die bisher dichte Bevölkerung noch weiter zu ernähren. Daraus lässt sich ein stark verminderter Sedimentaustrag in den

pazifischen Ozean ableiten, der bis ins 13. Jh. von REIN ET AL. (2004) auch für den mittelperuanischen Raum festgestellt wurde. Diese Phase fällt weitgehend mit der Blütephase der Hochland-Kulturen zusammen.

Im 13. Jh. verändern sich die Umwelt und die präkolumbischen Gesellschaften grundlegend. Die Hochland-Kulturen verlieren an Bedeutung, während die vormals trockenen Tieflandslagen an der Westküste Südamerikas eine letzte kulturelle Blütephase erleben. In dieser Späten Zwischenperiode erreichen monsunale Sommerregen wieder die östliche Atacama, und die Küstenwüste ist nur noch ca. 40 km breit. Bis ins Andenvorland fielen Niederschläge mit Jahresdurchschnittsmengen bis etwa 150 mm, wie aus bislang einzigartigen Anlagen des Wasserkonzentrationsanbaus geschlossen werden konnte.

Im 15. Jh. dehnte sich die Wüste wieder aus. Im Bereich der Flussoasen kam es durch große Niederschlagsvariabilitäten am Ende der Feuchtphase zu verschiedenen großflächigen Überflutungsereignissen. Diese fallen mit feuchteren Verhältnissen auf dem Altiplano zusammen. Auf die Kulturentwicklung hatten diese Veränderungen keinen Einfluss mehr, da die Bevölkerungsdichte zu diesem Zeitpunkt durch die von den spanischen Eroberern eingeschleppten Krankheiten schon stark reduziert war.

Summary

The initial objective of this study was the reconstruction of the palaeoenvironment in the area of Palpa (northern Atacama desert, southern Peru, 14°15'S) during Precolumbian times, based on geomorphologic and pedological investigations. Research was done within the joint-project „New Technologies of Natural Sciences in the Humanities“ (NTG), granted by the *German Federal Ministry of Education and Research* (BMBF).

During the studies, the diversity and number of geoarchives allowed the reconstruction of a more comprehensive period, ranging from the Late Pleistocene to the Little Ice Age. The results made it possible to outline several periods of hygric fluctuations on the western flank of the Andes mountains, resulting in desert-margin oscillations. The development of Precolumbian cultures was coupled with these hydrological fluctuations and the thereby varying water supply of the river oases.

During a wet period in the Late Pleistocene and ending $\sim$ 45 kyr ago, the Andean foreland was affected by sheetfloods, which overprinted widespread pediments. Afterwards, under more arid conditions these „Pampas“ were dissected by rivers and actually dry valleys (Quebradas). They were fed by more distant rainfalls in the catchment areas in the western cordillera of the Andes.

Increased runoff and incision formed a pediment terrace $\sim$ 26 kyr ago. Subsequently, these deposits were eroded again and the recent river oases evolved.

The transition from the Late Pleistocene to the Holocene was characterised by more humid conditions, leading to a westward shift of the desert margin. 13 kyr ago, during the Allerød, small debris flows provide evidence of geomorphologic reorganisation. Increasing humidity (up to $\sim$ 200 mm/yr) allowed a mollusc fauna even in the Andean foreland, which point to a landscape covered by grasses and cacti.

During the cold reverse of the Younger Dryas, this humid phase was probably interrupted. It is likely that the adjacent Altiplano was covered by an ice sheet at altitudes above 3.800 m.a.s.l.

Over the Early and Middle Holocene a prolonged humid phase occured. The proximal foreland and the adjacent western flank of the Andes underwent a period of loess accumulation (first described by EITEL ET AL. 2005), culminating in soil formation within the actual desert, likely at 6 kyr ago. This humid period in the eastern Atacama desert was probably caused by a northward shift of the Bolivian High, resulting in an increased moisture supply from the eastern part of the continent, while the Titicaca region became more arid. This shift was driven by the variation of earth orbital parameters.

At the transition from the Middle to the Late Holocene the study area became more arid. The loess cover was partly eroded, due to the lack of a dense grass cover, and the exposed pediment surfaces were tinged by a dark desert pavement. First settlements were founded along the ephemeral rivers.

The rise of Precolumbian cultures in the study area started with the Paracas culture $\sim$ 860 B.C.E. Deduced from the mechanism of negative feedback with the Titicaca region, the aridification proceeded. This is confirmed by an eastward shift of settlements up to the end of the following Nasca culture around 650 A.D. and an increasing significance of water adoration.

The following centuries were too arid to supply larger communities, thus river discharge and sediment input into the Pacific ocean were reduced. In the highlands flowering cultures emerged.

During the 13th century, a significant increase of sediment input was reported by REIN ET AL. (2004) for central Peru. In the study area, the culture of the Late Intermediate Period bloomed. Long-ranging monsoonal rainfall entailed the construction of rain-fed terraces. The rainfall was about 150 mm/yr, calculated from previously unknown unique water harvesting systems in southern Peru.

In the 15th century, the desert readvanced. Series of floods affected the river oases, corresponding to more humid conditions on the Altiplano. However, the cultural development was unaffected by this natural hazard. Diseases, imported by the Spanish conquistadors, have reduced the indigenous populations already before.

Literaturverzeichnis

ACEITUNO, P. & MONTECINOS, A. (1996): Ciclos meteorológicos anual y diario en el sector chileno del Altiplano sudamericano. Unpublished manuscript. Zit. in VUILLE (1999).

ALBERTZ, J. (2001): Einführung in die Fernerkundung. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 250 S., 2 Aufl.

ALKÄMPER, J. (1984): Chancen und Risiken im Anbau und der Nutzung von Opuntien. In: WESTPHAL, A. (Hrsg.): Landwirtschaftliche Nutzung von Kakteen und ihre Problematik. Selbstverlag Tropeninstitut, Giessen, = Giessener Beiträge zur Entwicklungsforschung, Reihe I, Nr. 11, 9–14.

BAIED, C. & WHEELER, J. (1993): Evolution of High Andean puna ecosystems: Environment, climate, and culture change over the last 12.000 years in the Central Andes. *Mountain Research and Development* **13** (2): 145–156.

BAKER, P., RIGSBY, C., SELTZER, G., FRITZ, S., LOWENSTEIN, T., BACHER, N. & VELIZ, C. (2001a): Tropical climate changes at millenial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. *Nature* **409**: 698–701.

BAKER, P., SELTZER, G., FRITZ, S., DUNBAR, R., GROVE, M., TAPIA, P., CROSS, S., ROWE, H. & BRODA, J. (2001b): The History of South American Tropical Precipitation for the Past 25,000 Years. *Science* **291**: 640–643.

BARD, E., RAISBECK, G., YIOU, F. & JOUZEL, J. (2000): Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus* **52B**: 985–992.

BERLAGE, H. (1957): Fluctuations of the general atmospheric circulation of more than one year, their nature and prognostic value. *Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut: Mededelingen en verhandelingen* **69**: 1–152.

BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse. Enke, Stuttgart, 158 S.

BRADLEY, R., BRIFFA, K., COLE, J., HUGHES, M. & OSBORN, T. (2003): The climate of the last millenium. In: ALVERSON, K., BRADLEY, R. & PEDERSEN, T. (Hrsg.): Paleoclimate, global change and the future. Springer, Heidelberg, 105–141.

BRAKO, L. & ZARUCCHI, L. (1993): Catalogue of the flowering plants and gymnosperms of Peru. Monographs in systematic botany from the Missouri Botanical Garden 45, Missouri Botanical Garden, Nachdruck 1996, 1286 S.

BRIDGES, E., BATJES, N. & NACHTERGAELE, F. (Hrsg.) (1998): World reference base for soil resources: Atlas. Acco, Leuven, 79 S.

CAVIEDES, C. (2005): El Niño – Klima macht Geschichte. Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 161 S.

CLAPPERTON, C. (1993): Quaternary geology and geomorphology of South America. Elsevier, Amsterdam, 779 S.

CLARKSON, P. (1999): Geoglyphen als Artefakte, Geoglyphen als Erfahrung – Bodenzeichnungen auf dem amerikanischen Kontinent. In: RICKENBACH, J. (Hrsg.): Nasca: geheimnisvolle Zeichen im alten Peru. Museum Rietberg, Zürich, 165–175.

CLEMENT, B., SEAGER, R. & CANE, M. (2000): Suppression of El Niño during the mid-Holocene by changes in the Earth's orbit. *Paleoceanography* **15** (6): 731–737.

COOK, A. (1992): The lower Ica valley ground drawing on the south coast of Peru. In: 11th Annual Meetings on Andean and Amazonian Archaeology and Ethnohistory. Colgate University, Hamilton.

COUDÉ-GAUSSEN, G. & ROGNON, P. (1988): The upper pleistocene loess of southern Tunisia: A statement. *Earth Surface Processes and Landforms* **13**: 137–151.

CRAIG, A. & PSUTY, N. (1968): The Paracas papers – Reconnaissance report. Nr. 2 in Dept. of Geography Occasional Publications No. 1. Florida Atlantic University, Boca Raton, 197 S.

DAHLGREN, B. (1990): La grana cochinilla. Universidad Nacional Autónoma de México, 366 S.

DAHLGREN, R., SHOJI, S. & NANZYO, M. (1993): Mineralogical characteristics of volcanic ash soils. In: SHOJI, S., NANZYO, M. & DAHLGREN, R. (Hrsg.): Volcanic ash soils: genesis, properties, and utilization. Elsevier, Amsterdam, = Developments in soil science 21, 101–143.

DORNBUSCH, U. (1997): Geomorphologische Untersuchungen zur jungquartären Vergletscherung der Westanden Südperus zwischen 14°25'S und 15°30'S, daraus ableitbare klimatische Bedigungen und deren Vergleich mit neu erarbeiteten Angaben zur rezenten Verteilung von Temperatur, Niederschlag und Schneegrenzhöhen in Südperu südlich 12°S. Diss., FU Berlin, 174 S.

DUNAI, T., GONZÁLEZ LÓPEZ, G. & JUEZ-LARRÉ, J. (2005): Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology* **33** (4): 321–324.

DÁVILA, M. (1993): Carta Geológica Nacional, Geologia de los cuadrangulos de Pisco, Guadalupe, Punta Grande, Ica y Cordova. Ingemmet Boletin No. 47, Seria A. Editoral Allamanda S.R.L., Lima, 62 S.

EGE, H. (2004): Exhumations- und Hebungsgeschichte der zentralen Anden in Südbolivien (21°S) durch Spaltspur-Thermochronologie an Apatit. Diss., FU Berlin, 172 S.

EISBACHER, G. (1996): Einführung in die Tektonik. Enke, Stuttgart, 374 S., 2 Aufl.

EITEL, B., BLÜMEL, D., W, HÜSER, K., HILGERS, A. & LOMAX, J. (2006): Environmental changes at the eastern Namib desert margin before and after the Last Glacial Maximum: New evidence from fluvial deposits in the upper Hoanib River catchment, northwestern Namibia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **234** (2–4): 201–222.

EITEL, B., HECHT, S., MÄCHTLE, B., SCHUKRAFT, G., WAGNER, G., KROMER, B., UNKEL, I. & REINDEL, M. (2005): Geoarchaeological evidence from desert loess in the Nazca-Palpa region, southern Peru: Palaeoenvironmental changes and their impact on Pre-columbian cultures. *Archaeometry* **47** (1): 137–158.

ELLENBERG, H. (1958a): Wald oder Steppe? Die natürliche Pflanzendecke der Anden Perus, I. *Die Umschau über die Fortschritte in Wissenschaft und Technik* **58** (21): 645–648.

ELLENBERG, H. (1958b): Wald oder Steppe? Die natürliche Pflanzendecke der Anden Perus, II. *Die Umschau über die Fortschritte in Wissenschaft und Technik* **58** (22): 679–681.

ELLENBERG, H. (1975): Vegetationsstufen in perhumiden bis perariden Bereichen der tropischen Anden. *Phytocoenologia* **2**: 368–387.

FLOHN, H. (1950): Grundzüge der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation auf der Südhalbkugel. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie* **2** (1): 2–64.

GAGAN, M., AYLIFFE, L., HOPLEY, D., CALI, J., MORTIMER, G., CHAPPELL, J., MCCULLOCH, M. & HEAD, M. (1998): Temperature and surface-ocean water balance of the Mid-Holocene tropical Western Pacific. *Science* **279**: 1014–1018.

GARLEFF, K. & STINGL, H. (1983): Hangformen und Hangformung in der periglazialen Höhenstufe der argentinischen Anden zwischen 27° und 55° südlicher Breite. In: POSER, H. & SCHUNKE, E. (Hrsg.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. Vandenhoek & Ruprecht, Göttingen, = Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften Göttingen, math.-physik. Klasse, 3. Folge, Nr. 35, 425–434.

GARREAUD, R., VUILLE, M. & CLEMENT, A. (2003): The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **194**: 5–22.

GAY, S. P. j. (1999): Observations regarding the movement of barchan sand dunes in the Nazca to Tanaca area of southern Peru. *Geomorphology* **27**: 279–293.

GHOSH, P., GARZIONE, C. & EILER, J. (2006): Rapid uplift of the Altiplano revealed through ^{13}C-^{18}O bonds in paleosol carbonates. *Science* **311**: 511–515.

GIERLOFF-EMDEN, H. (1979): Geographie des Meeres – Ozeane und Küsten Teil 1. De Gruyter, Berlin, = Lehrbuch der allgemeinen Geographie Bd. 5, 892 S.

GOUDIE, A. & MIDDLETON, N. (2006): Desert dust in the global system. Springer, Heidelberg, 287 S.

GREILICH, S., GLASMACHER, U. & WAGNER, G. (2005): Optical dating of granitic stone surfaces. *Archaeometry* **47** (3): 645–665.

GRODZICKI, J. (1994): Nasca: Los sintomas geologicos del fenomeno El Niño y sus aspectos arqueologicos. Estudios y Memorias 12. Centro de Estudios Latinoamericanos/Univ. Varsovia, 114 S.

GROSJEAN, M., NUÑEZ, L., CARTAJENA, I. & MESSERLI, B. (1997): Mid-Holocene climate and culture change in the Atacama Desert, Northern Chile. *Quaternary Research* **48**: 239–246.

GRUPE, M. & KUNTZE, H. (1988): Zur Ermittlung der Schwermetallverfügbarkeit lithogen und anthropogen belasteter Standorte. 1. Cd und Cu. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde* **151**: 319–324.

GUTIÉRREZ, D., SIFEDDINE, A., REYSS, J., VARGAS, G., VELAZCO, F., SALVATTECI, R., FERREIRA, V., ORTLIEB, L., FIELD, D., BAUMGARTNER, T., BOUSSAFIR, M., BOUCHER, H., VALDÉS, J., MARINIVIC, L., SOLER, P. & TAPIA, P. (2006): Anoxic sediments off Central Peru record interannual to multidecadal changes of climate and upwelling ecosystem during the last two centuries. *Advances in Geosciences* **6**: 119–125.

HARTGE, K. & HORN, R. (1999): Die physikalische Untersuchung von Böden. Enke, Stuttgart, 175 S.

HESSE, R. & BAADE, J. (2007): Paleoenvironmental changes in the Nazca-Palpa region, Southern Peru – alternative interpretations of geoarchaeological evidence. *Archaeometry* : in print.

HOFFMANN, W. (1984): Regionale Bedeutung der genutzten Arten der Cactaceae. In: WESTPHAL, A. (Hrsg.): Landwirtschaftliche Nutzung von Kakteen und ihre Problematik. Selbstverlag Tropeninstitut, Giessen, = Giessener Beiträge zur Entwicklungsforschung, Reihe I, Nr. 11, 15–25.

HÖLLERMANN, P. (1983): Verbreitung und Typisierung von Glatthängen. In: POSER, H. & SCHUNKE, E. (Hrsg.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. Vandenhoek & Ruprecht, Göttingen, = Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften Göttingen, math.-physik. Klasse, 3. Folge, Nr. 35, 241–260.

HORNBURG, V. & BRÜMMER, G. (1987): Untersuchungen zur Verfügbarkeit von Cadmium in schleswig-holsteinischen Böden. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft* **55** (I): 357–362.

HORNETZ, B. & JÄTZOLD, R. (2003): Savannen-, Steppen- und Wüstenzonen. Westermann, Braunschweig, = Das Geographische Seminar, 308 S.

HOUSTON, J. & HARTLEY, A. (2003): The central Andean west-slope rainshadow and its potential contribution to the origin of hyper-aridity in the Atacama desert. *International Journal of Climatology* **23**: 1453–1464.

HUECK, K. (1966): Die Wälder Südamerikas. In: WALTER, H. (Hrsg.): Vegetationsmonographien der einzelnen Großräume, Band II. Fischer, Stuttgart, 414 S.

ISBELL, W. (2001): Crecimiento y Desarollo de la Capital Imperial. In: CABRERA, A., COOK, J., GONZÁLES-CARRÉ, J. & BAZÁN, P. (Hrsg.): Wari – Arte Precolombino Peruano. Fundación El Monte, Sevilla, 99–172.

ISSAR, A. & ZOHAR, M. (2004): Climate change – environment and civilization in the Middle East. Springer, Berlin, 252 S.

JÄCKEL, D. (2004): Beobachtungen zur Dynamik und zu den Ursachen von Sand- und Staubstürmen in ariden Räumen, angestellt in Nordafrika und China. *Die Erde* **135** (3-4): 341–367.

JARVIS, S., JONES, L. & HOPPER, M. (1976): Cadmium uptake from solution and its transport from roots to shoots. *Plant and Soil* **44**: 179–191.

JASS, C., MEAD, J., MORRISON, A. & AGENBROAD, L. (2002): Late pleistocene molluscs from the southern Black Hills, South Dakota. *Western North American Naturalist* **62** (2): 129–140.

JENNY, B., VALERO-GARCÉS, B. L., VILLA-MARTINÉZ, R., URRUTIA, R., GEYH, M. & VEIT, H. (2002): Early to Mid-Holocene Aridity in Central Chile and the Southern Westerlies: The Laguna Aculeo Record (34°S). *Quaternary research* **58**: 160–170.

JOHNSON, D. (1999): Die Nasca-Linien als Markierungen für unterirdische Wasservorkommen. In: RICKENBACH, J. (Hrsg.): Nasca: geheimnisvolle Zeichen im alten Peru. Museum Rietberg, Zürich, 157–164.

KADEREIT, A., SPONHOLZ, B., RÖSCH, M., SCHIER, W., KROMER, B. & WAGNER, G. (2006): Chronology of Holocene environmental changes at the tell site of Uivar, Romania, and its significance for late Neolithic tell evolution in the temperate Balkans. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl-Bd.* **142**: 19–45.

KEEFER, D., MOSELEY, M. & DEFRANCE, S. (2003): A 38 000-year record of floods and debris flows in the Ilo region of southern Peru and its relation to El Ninõ events and great earthquakes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **194**: 41–77.

KENT, J. & KOWTA, M. (1994): The cemetery at Tambo Viejo, Acarí valley, Peru. *Andean Past* **4**: 109–140.

KOBAYASHI, S. & SHOJI, S. (1976): Distribution of copper and zinc in volcanic ashes. *Soil Science and Plant Nutrition* **22**: 401–408.

KOCH, R. & NEUMEISTER, H. (2005): Zur Klassifikation von Lößsedimenten nach genetischen Kriterien. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* **49** (2): 183–203.

KOHLER, A. (1970): Geobotanische Untersuchungen an den Küstendünen Chiles zwischen 27 und 42 Grad südl. Breite. *Botanische Jahrbücher* **90** (1/2): 55–200.

KOLARKAR, A. (1997): Traditional water harvesting systems – Thar desert – Khadins. In: AGARWAL, A. & NARAIN, S. (Hrsg.): Dying wisdom – Rise, fall and potential of India's traditional water harvesting systems. Centre of Science & Environment, New Dehli, = State of India's Environment Vol. 4, 104–143.

KONETZKE, R. (Hrsg.) (2000): Süd- und Mittelamerika I. Weltbild Weltgeschichte Band 22. Weltbild, Augsburg, 391 S.

KOSOK, P. (1965): Life, land and water in ancient Peru. *American Antiquity* **31** (5): 761–763.

KÖSTER, W. & MERKEL, D. (1983): Beziehungen zwischen den Gehalten an Zink, Cadmium, Blei und Kupfer in Böden und Pflanzen. *Landwirtschaftliche Forschung* **39** (Sonderheft): 245–254.

KUTSCH, H. (1981): Aktuelle Techniken eines Wasserkonzentrations-Anbaus am Beispiel des Anti-Atlas. *Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung* **22**: 193–203.

LABEYRIE, L., COLE, J., ALVERSON, K. & STOCKER, T. (2003): The history of climate dynamics in the Late Quaternary. In: ALVERSON, K., BRADLEY, R. & PEDERSEN, T. (Hrsg.): Paleoclimate, global change and the future. Springer, Heidelberg, 33–61.

LAMB, S. & DAVIS, P. (2003): Cenozoic climate change as possible cause for the rise of the Andes. *Nature* **425**: 792–797.

LAMBERS, K. (2006): The geoglyphs of Palpa, Peru: documentation, analysis, and interpretation. Lindensoft, Aichwald, = Forschungen zur Archäologie Außereuropäischer Kulturen Nr. 2, 180 S.

LAUER, W. & BREUER, T. (1976): Das Wettersatellitenbild – Beispiele seiner geographischen Aussagemöglichkeiten. Forschungsberichte des Landes Nordrhein-Westfalen 2556. Westdeutscher Verlag, Opladen, 92 S.

LEAN, J. (1996): Reconstructions of past solar variability. In: JONES, P., BRADLEY, R. & JOUZEL, J. (Hrsg.): Climatic variations and forcing mechanisms of the last 2000 years. Springer, Heidelberg, NATO ASI Series Vol. I (41), 519–532.

LENTERS, J. & COOK, K. (1999): Summertime precipitation variability over South America: role of the large-scale circulation. *Monthly Weather Review* **127**: 409–431.

LIU, Z., KUTZBACH, J. & WU, L. (2000): Modeling climate shift of El Niño variability in the Holocene. *Geophysical Research Letters* **27**: 2265–2268.

MÄCHTLE, B., EITEL, B., KADEREIT, A. & UNKEL, I. (2006): Holocene environmental changes in the northern Atacama desert, southern Peru (14°30'S) and their impact on the rise and fall of Pre-Columbian cultures. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl-Bd.* **142**: 47–62.

MATTHES, S. (1996): Mineralogie. Springer, Berlin, 499 S., 5 Aufl.

MC CORMAC, G., REIMER, P., HOGG, A., HIGHAM, T., BAILLIE, M., PALMER, J. & STUIVER, M. (2002): Calibration of the radiocarbon time scale for the Southern Hemisphere: AD 1850–950. *Radiocarbon* **44**: 641–651.

MCCAULEY, J., GROLIER, M. & BREED, C. (1977): Yardangs of Peru and other desert regions. *USGS Interagency report: astrogeology* **81**: 177.

MENSCHING, H. (1973): Pediment und Glacis, ihre Morphogenese und Einordnung in das System der klimatischen Geomorphologie auf Grund von Beobachtungen im Trockengebiet Nordamerikas (USA und Nordmexiko). *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl-Bd.* **17**: 133–155.

MIX, A., BENWAY, H., HALEY, B., KLINKHAMMER, G., MOREY-ROSS, A., PISIAS, N. & PRAHL, F. (2002): Do geochemical and faunal estimates of upper-ocean temperature agree in the tropics? Yes and no. *Eos Transactions* **83** (47): 887.

MONTOYA, M., GARCÍA, W. & CALDAS, J. (1994): Carta Geológica Nacional, Geologia de los cuadrangulos de Lomitas, Palpa, Nazca y Puquio. Ingemmet Boletin No. 53, Seria A. Editoral Allamanda, Lima, 100 S.

MORTENSEN, H. (1927): Der Formenschatz der nordchilenischen Wüste. Weidmannsche Buchhandlung, Berlin, = Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften in Göttingen, math.-phys. Klasse, NF Vol. 12, No. 1, 191 S.

MÜLLER, G. & GUTTE, P. (1985): Beiträge zur Kenntnis der Vegetation der Flussauen, Sümpfe und Gewässer der zentralperuanischen Küstenregion. *Wiss. Z. Karl-Marx-Univ. Leipzig, Math. Naturwiss. R.* **34** (4): 410–429.

ONERN (1971a): Inventario, evaluación y uso racional de los recursos naturales de la costa: Cuenca del Río Grande (Nazca). ONERN, Lima.

ONERN (1971b): Inventario, evaluación y uso racional de los recursos naturales de la costa. Cuenca del Río Ica. ONERN, Lima.

PANDEY, D., GUPTA, A. & ANDERSON, D. (2003): Rainwater harvesting as an adaption to climate change. *Current Science* **85** (1): 46–59.

PRINZ, D. (1996): Water harvesting: Past and future. In: PEREIRA, L. & GOWING, J. (Hrsg.): Sustainability of Irrigated Agriculture. Balkema, Rotterdam, Proceedings, NATO Advanced Research Workshop, Vimeiro, 21.–26.3.1994, 135–144.

PYE, K. & SHERWIN, D. (1999): Loess. In: GOUDIE, A., LIVINGSTONE, I. & STOKES, S. (Hrsg.): Aeolian environments, sediments and landforms. Wiley, Chichester, 213–238.

QUISPE SANTOS, A. (2001): Recursos forestales y cambio en el uso de la tierra en Per'u. Proyecto Información y Análisis para el Manejo Forestal Sostenible: Integrando Esfuerzos Nacionales e Internacionales en 13 Países Tropicales en América Latina (gcp/rla/133/ec). FAO, 56 S.

RAUH, W. (1958): Beitrag zur Kenntnis der peruanischen Kakteenvegetation. In: Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften – Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse – 1958(1). Springer, Heidelberg, 142 S.

REIMER, P., BAILLIE, M., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J., BERTRAND, C., BLACKWELL, P., BUCK, C., BURR, G., CUTLER, K., DAMON, D., LAWRENCE, R., EDWARDS, R., FAIRBANKS, M., R.G. andl Friedrich, GUILDERSON, T., HOGG, A., HUGHEN, K., KROMER, B., MCCORMAC, G., MANNING, S., RAMSEY, C., REIMER, R., REMMELE, S., SOUTHON, J., STUIVER, M., TALAMO, S., TAYLOR, F., VAN DER PLICHT, J. & WEYHENMEYER, C. (2004): IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon* **46**: 1029–1058.

REIN, B., LÜCKGE, A. & SIROCKO, F. (2004): A major Holocene ENSO anomaly during the Medieval period. *Geophysical Research Letters* **31**. L17211.

REINDEL, M. & ISLA, J. (1999): Das Palpa-Tal: ein Archiv der Vorgeschichte Perus. In: RICKENBACH, J. (Hrsg.): Nasca: geheimnisvolle Zeichen im alten Peru. Museum Rietberg, Zürich, 177–198.

REINDEL, M. (2004a): Landschafts- und Siedlungsgeschichte im Gebiet der Nasca-Kultur/Peru. *Geographische Rundschau* **56** (3): 22–29.

REINDEL, M. (2004b): Wüstenzeichnungen und Wasserkulte: Geoglyphen und Siedlungsgeschichte in Palpa (Peru). In: KAAK (Hrsg.): Expeditionen in vergessene Welten – 25 Jahre archäologische Forschungen in Amerika, Afrika und Asien. Lindensoft, Aichwald, = AVA-Forschungen 10, 17–46.

REINDEL, M. & ISLA, J. (1999): Ausgrabungen in Los Mollinos und La Munã. Ergebnisse der Grabungskampagne 1999 des Archäologischen Projektes Nasca-Palpa, Süd-Peru. *SLSA-Jahresbericht 1999* .

REINDEL, M. & ISLA, J. (2006): Archäologisches Projekt "Paracas in Palpa", Peru – Ausgrabungen und Forschungen im Jahr 2005. *SLSA-Jahresbericht 2005* : 30–59.

REINDEL, M., ISLA, J., GRÜN, A. & LAMBERS, K. (2000): Neue Erkenntnisse zu Siedlungen, Bodenzeichnungen und Kultplätzen in Palpa, Süd-Peru: Ergebnisse der Feldkampagne 2000 des Archäologischen Projektes Nasca-Palpa. *SLSA-Jahresbericht 2000* : 33–56.

REINDEL, M., ISLA, J. & KOSCHMIEDER, K. (1999): Vorspanische Siedlungen und Bodenzeichnungen in Palpa, Südperu. *Beiträge zur Allgemeinen und Vergleichenden Archäologie* **19**: 313–381.

REINHARD, J. (1988): The Nazca lines: a new perspective in their origin and meaning. Editorial Los Pinos, Lima, 4. Aufl., 79 S.

RICHTER, M. (1981): Klimagegensätze in Südperu und ihre Auswirkungen auf die Vegetation. *Erdkunde* **35**: 12–30.

RIEDINGER, M., STEINITZ-KANNAN, M., LAST, W. & BRENNER, M. (2002): A $\sim$6100 ^{14}C yr record of El Niño activity from the Galápagos Islands. *Journal of Paleolimnology* **27** (1): 1–7.

RITTER, F. (1981): Kakteen in Südamerika – Band 4: Peru. Friedrich Ritter Selbstverlag, Spangenberg, 453 S.

ROHDENBURG, H. (1970): Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. *Eiszeitalter & Gegenwart* **21**: 81–96.

RUXTON, B. (1988): Towards a weathering model of Mount Lamington Ash, New Guinea. *Earth Science Reviews* **25**: 387–397.

SANDWEISS, D. (2003): Terminal Pleistocene through Mid-Holocene archaeological sites as paleoclimatic archives for the Peruvian coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **194**: 23–40.

SARNTHEIN, M. & WALGER, E. (1974): Der äolische Sandstrom aus der W-Sahara zur Atlantikküste. *International Journal of Earth Sciences* **63** (6): 1065–1087.

SATTERLEE, D., MOSELEY, M., KEEFER, D. & TAPIA, J. (2000): The Miraflores El Niño disaster: convergent catastrophes and prehistoric agrarian change in Southern Peru. *Andean Past* **6**: 95–116.

SCHEFFER, F. (2002): Lehrbuch der Bodenkunde. Spektrum, Heidelberg, 15. Aufl., 593 S.

SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & STAHR, K. (1995): Bodenkundliches Praktikum. Blackwell, Berlin, = Pareys Studientexte 81, 2. Aufl., 295 S.

SCHÖNHALS, E. (1955): Kennzahlen für den Feinheitsgrad des Lösses. *Eiszeitalter & Gegenwart* **6**: 133–147.

SCHREIBER, K. & LANCHO ROJAS, J. (1995): The puquios of Nasca. *Latin American Antiquity* **6** (3): 229–254.

SCHWEIGGER, E. (1959): Die Westküste Südamerikas im Bereich des Peru-Stroms. Keysersche Verlagsbuchhandlung, Heidelberg, 511 S.

SCHWERDTFEGER, W. (1961): Strömungs- und Temperaturfeld der freien Atmosphäre über den Anden. *Meteorologische Rundschau* **14** (1): 1–6.

SÉBRIER, M., LAVENU, A., FORNARI, M. & SOULAS, J.-P. (1988): Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique* **3** (1–2): 85–106.

SHOJI, S., NANZYO, M. & DAHLGREN, R. (1993): Productivity and utilization of volcanic ash soils. In: SHOJI, S., NANZYO, M. & DAHLGREN, R. (Hrsg.): Volcanic ash soils: genesis, properties, and utilization. Elsevier, Amsterdam, = Developments in soil science 21, 209–251.

SILVERMAN, H. & PROULX, D. (2002): The Nasca. Blackwell, Oxford, 339 S.

SILVERMAN, H. (1992): Cahuachi in the ancient Nasca world. University of Iowa press, Iowa City, 371 S.

SILVERMAN, H. (1994): Paracas in Nazca: new data on the Early Horizon occupation of the Río Grande de Nazca drainage, Peru. *Latin American Antiquity* **5** (4): 359–382.

SPREITZER, H. (1957): Zur Geographie des Kilikischen Ala Dag im Taurus. In: WICHE, K. (Hrsg.): Festschrift zur Hundertjahrfeier der Geographischen Gesellschaft Wien. Geographische Gesellschaft, Wien, 414–459.

STEVENSON, F. & ARDAKANI, M. (1972): Organic matter reactions involving micronutrients in soils. In: MORTVEDT, J., GIORDANO, P. & LINDSAY, W.

(Hrsg.): Micronutrients in agriculture. Soil Science Society of America, Madison, 79–114.

STINGL, H. & GARLEFF, K. (1983): Beobachtungen zur Hang- und Wandentwicklung in der Periglazialstufe der subtropisch-semiariden Hochanden Argentiniens. In: POSER, H. & SCHUNKE, E. (Hrsg.): Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. Vandenhoek & Ruprecht, Göttingen, = Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften Göttingen, math.-physik. Klasse 3. Folge, Nr. 35, 199–213.

STYPEREK, P. (1985): Die Cd-Aufnahme von Pflanzen aus verschiedenen Böden und Bindungsformen und ihre Prognose durch chemische Extraktionsverfahren. Diplomarbeit, Georg-August-Universität Göttingen, 219 S.

SYMENOIDES, C. & MCRAE, S. (1977): The assessment of plant-available Cadmium in soils. *Journal of Environmental Quality* **6**: 120–123.

TANAKA, H., ISHIZAKI, N. & KITOH, A. (2004): Trend and innerannual variability of Walker, monsoon and Headley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere. *Tellus* **56A**: 250–269.

THOMPSON, L., MOSLEY-THOMPSON, E. & BOLZAN, J. (1985): A 1500-year record of tropical precipitation in ice cores from the Quelccaya ice cap, Peru. *Science* **229**: 971–973.

TRAPPE, M. (1998): Petrographisch-geochemische Untersuchungen an jurassisch-kretazischen Vulkaniten im Gebiet Nazca-Palpa (14°30' – 15°), unter besonderer Berücksichtigung der Genese des Complejo Bella Union. Hieronymus, München, = Münchner Geologische Hefte A21, 200 S.

TROLL, C. (1952): Die Lokalwinde der Tropengebirge und ihr Einfluss auf Niederschlag und Vegetation. In: LAUER, W., SCHMIDT, R.-D., SCHRÖDER, R. & TROLL, C. (Hrsg.): Studien zur Klima- und Vegetationskunde der Tropen. Selbstverlag Geographisches Institut der Universität Bonn, Bonn, = Bonner Geographische Abhandlungen 9.

TUDHOPE, A., CHILCOTT, C., MCCULLOCH, M., COOK, E., CHAPPELL, J., ELLAM, R., LEA, D., LOUGH, J. & SHIMMIELD, G. (2001): Variability in the

El Niño-Southern Oscillation trough a glacial-interglacial cycle. *Science* **291**: 1511–1517.

UNKEL, I. (2006): AMS-^{14}C-Analysen zur Rekonstruktion der Landschafts- und Kulturgeschichte in der Region Palpa (S-Peru). Selbstverlag des Geographischen Institutes der Universität Heidelberg, Heidelberg, = Heidelberger Geographische Arbeiten 121, 214 S.

UNKEL, I., KADEREIT, A., MÄCHTLE, B., EITEL, B., KROMER, B., WAGNER, G. & WACKER, L. (2007): Geomorphic evidence of palaeo-environmental changes at the eastern margin of the South Peruvian coastal desert (14°30' S) before and during the Little Ice Age. *Quaternary International, doi:10.1016/j.quaint.2007.03.006* .

VAN BRUWAENE, R., KIRCHMANN, R. & IMPENS, R. (1984): Cadmium contamination in agriculture and zootechnology. *Experientia* **40**: 43–52.

VAN DER HAMMEN, T., BARELDS, J., DE JONG, H. & DE VEER, A. (1981): Glacial sequence and environmental history in the Sierra Nevada de del Cocuy (Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **32**: 247–340.

VEIT, H. (1992): Jungquartäre Landschafts- und Bodenentwicklung im chilenischen Andenvorland zwischen 27–33°S. *Bonner geographische Abhandlungen* **85**: 196–208.

VILLALBA, R., D'ARRIGO, R., COOK, E., JACOBY, G. & WILES, G. (2001): Decadal-scale climatic variability along the extratropical western coast of the Americas: evidence from tree-ring records. In: MARKGRAF, V. (Hrsg.): Interhemispheric climate linkages. Academic Press, New York, 155–172.

VON RICHTHOFEN, F. (1882): On the mode and origin of the loess. *Geological Magazine* **9**: 293–305.

VON TSCHUDI, J. (1846): Peru Reiseskizzen 1838–42 (2). St. Gallen.

VUILLE, M. (1999): Atmospheric circulation over the Bolivian altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the southern oscillation. *International Journal of Climatology* **19**: 1579–1600.

VUILLE, M. & BAUMGARTNER, M. (1998): Monitoring the regional and temporal variability of winter snowfall in the arid Andes using digital NOAA/AVHRR data. *Geocarto International* **13** (1): 59–68.

WALKER, G. & BLISS, E. (1932): World weather V. *Memoirs of the Royal Meteorological Society* **4**: 53–83.

WEBERBAUER, A. (1911): Die Pflanzenwelt der peruanischen Anden in ihren Grundzügen dargestellt. Engelmann, Leipzig, = Die Vegetation der Erde XII, 355 S.

WEISCHET, W. (1966): Zur Klimatologie der nordchilenischen Wüste. *Meteorologische Rundschau* **19** (1): 1–7.

WETTER, A. (2005): Paracas-Keramik aus Jauranga: Grundlagen zur Klassifikation formativzeitlicher Keramik der Südküste Perus. Unveröffentlichte Magisterarbeit, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn.

WILLEY, G. R. (1985): Das alte Amerika. Propyläen, Berlin, = Propyläen Kunstgeschichte Nr. 19, 393 S.

ZAJICEK, P. (2006): GIS-gestützte Erfassung und Visualisierung der spätglazialen Vergletscherung in den südperuanischen Anden bei 14°S. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg, 103 S.

ZEIL, W. (1986): Südamerika. Geologie der Erde, Band 1. Enke, Stuttgart, 160 S.

Anhang

Tab. 17: Probenlokalitäten im Arbeitsgebiet

Probe	Archiv	Koordinaten (UTM WGS84)	m ü.M.
Pe 001	Flussterrasse	477493 8392372	312
Pe 002	Flussterrasse	477391 8392427	314
Pe 004	Flutauslaufsediment	467825 8377715	187
Pe 005	Löss	480468 8407081	590
Pe 008	Fußfläche	475200 8401986	625
Pe 011	Fußfläche	479385 8394650	468
Pe 013	Löss	485921 8400993	672
Pe 014	Löss	497698 8402576	1092
Pe 015	Löss	479128 8411860	1072
Pe 101	Löss	479353 8412156	1017
Pe 102	Dünensand	466212 8383948	305
Pe 103	Löss	477353 8423709	1533
Pe 105	Löss	477218 8417429	1301
Pe 107	Andosol	510249 8423210	3304
Pe 108	Löss	474988 8397596	605
Pe 109	Löss	473775 8395539	599
Pe 110	Löss/Boden	474582 8420922	2202
Pe 111	Löss	486016 8400989	650
Pe 112	Löss	487483 8405733	806
Pe 113	Löss	493116 8413781	1335
Pe 114	Löss	497257 8385638	841
Pe 201	Schnecken	493112 8413790	1335
Pe 202	Löss	493121 8413741	1306
Pe 205	Löss	484202 8392610	603
Pe 208	Löss	488693 8422286	1084

weiter auf der folgenden Seite

Probe	Archiv	Koordinaten (UTM WGS84)	m ü.M.
Pe 209	Löss	480553 8407281	566
Pe 210	Flussterrasse	476800 8391740	302
Pe 211	Schnecken	476855 8422063	1446
Pe 212	Löss	476938 8419330	1319
Pe 213	Schnecken	478873 8410121	948
Pe 214	Schnecken	494259 8415263	1358
Pe 215	Schnecken	495617 8416010	1415
Pe 218	Löss	496247 8386007	819
Pe 220	Löss	502995 8387914	1195
Pe 223	Löss	482780 8388907	498
Pe 224	Löss	520397 8359705	1112
Pe 303	Flussterrasse	478557 8401150	399
Pe 304	Flussterrasse	477493 8392372	312
Pe 305	Flutauslaufsediment	467820 8377720	187
Pe 306	Flussterrasse	477248 8391722	306
Pe 307	Flussterrasse	469454 8393647	434
Pe 310	Löss	477141 8418231	1327
Pe 311	Flussterrasse	477247 8391727	308
Pe 402	Zungenbecken	521830 8427410	3361
PAP-79	La Muña	475494 8390722	319

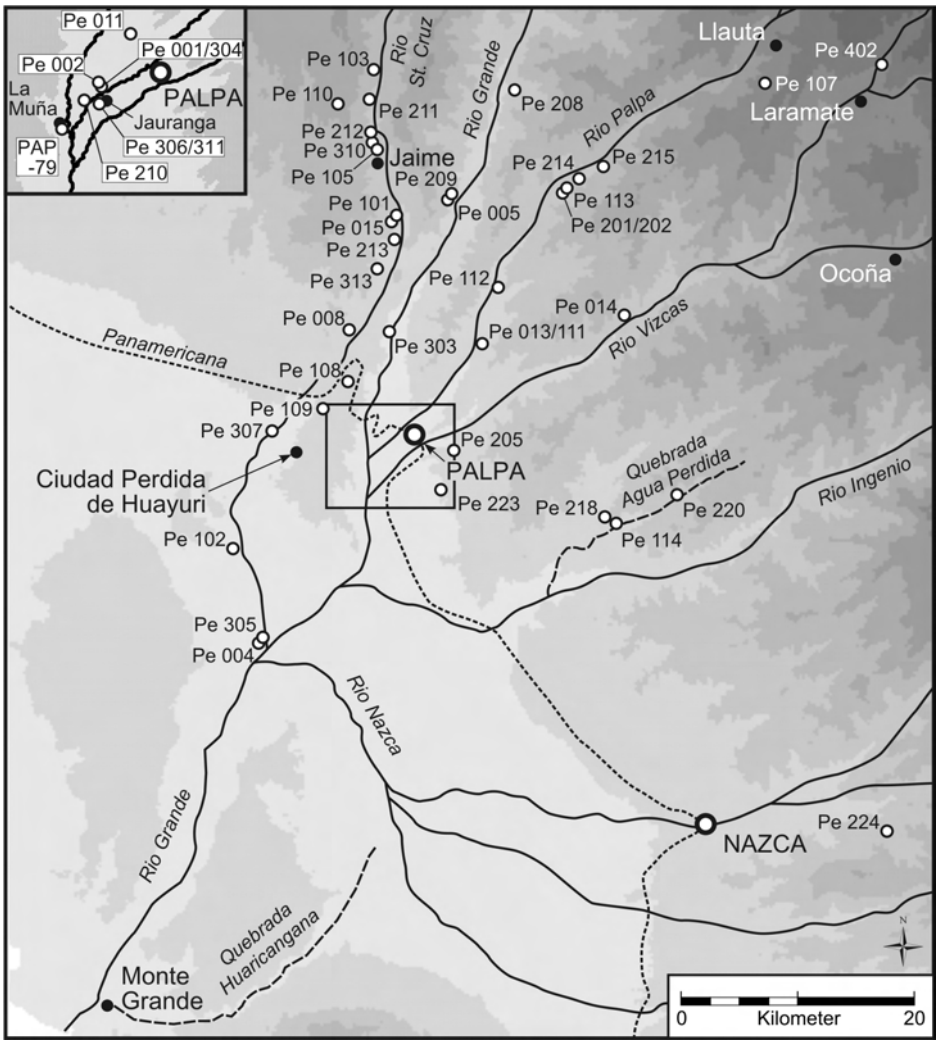


Abb. 86: Zur Orientierung die Lage aller im Text erwähnten Lokalitäten, an denen Sedimente und Böden beprobt und analysiert wurden. Die Situation in der Flussoase von Palpa ist links oben vergrößert dargestellt.

Tab. 18: Korngrößenverteilung (in %) und Feinheitsgrad (FH) der Lösse um Palpa. Die Höhenlage der Probenpunkte korreliert etwa mit der Entfernung zum Liefergebiet. Die Höhenangaben (Höh.) beziehen sich auf die Höhe ü.M. In der Spalte BA ist die Bodenart nach AG BODEN (2005) angegeben. Die Probenbezeichnungen der Löss-Grus-Gemische sind kursiv dargestellt

Probe	Höh.	FH	fG	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	BA
Pe 005	590	62	0,1	0,2	0,2	47,0	30,4	8,2	5,1	8,9	Su4
Pe 013	672	61	-	-	0,2	50,0	29,8	8,6	4,2	7,3	Su4
Pe 014	1092	64	0,1	-	0,2	27,1	45,3	16,9	5,7	4,8	Us
Pe 015/1	1072	61	0,1	0,3	0,3	42,8	37,9	10,3	4,1	4,3	Us
Pe 015/2	.	46	15,2	18,0	9,2	25,6	18,2	6,9	3,7	3,2	Su3
Pe 101	1017	61	0,1	0,6	0,3	42,5	36,1	10,0	4,5	5,9	Us
Pe 103	1533	65	-	0,1	0,1	24,9	50,4	13,0	5,7	5,8	Us
Pe 105/1	1301	62	-	-	-	42,4	38,3	9,5	4,2	5,5	Us
Pe 105/2	.	63	-	0,1	0,2	34,2	44,1	11,0	4,6	5,9	Us
Pe 108	605	59	-	0,2	0,4	54,6	29,1	7,4	3,6	4,8	Su4
Pe 109	599	59	-	-	0,2	58,1	24,81	7,4	3,6	5,9	Su3
Pe 110/1	2202	68	-	0,2	0,4	21,9	43,8	13,7	7,5	12,5	Ut3
Pe 110/2	.	70	0,2	0,3	0,4	11,7	42,7	23,7	10,4	10,6	Ut2
Pe 110/3	.	69	-	0,2	0,8	11,7	47,0	23,7	7,7	8,9	Ut2
Pe 111/1	650	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Pe 111/2	.	58	4,7	5,3	1,9	34,1	33,6	10,4	4,4	5,6	Su4
Pe 112	806	62	-	0,1	0,1	37,7	41,3	10,5	4,4	5,9	Us
Pe 113	1335	67	0,4	1,1	0,6	18,6	47,5	15,5	6,7	9,6	Ut2
Pe 114	841	62	0,1	-	0,2	42,3	35,1	12,7	4,7	4,9	Us
Pe 202/1a	1306	67	0,1	0,7	0,5	16,8	49,1	16,4	6,8	9,7	Ut2
Pe 202/1b	.	51	17,1	9,0	7,5	20,6	24,2	10,3	4,9	6,6	Su3
Pe 202/2a	.	64	2,5	2,5	1,4	24,9	36,5	14,9	7,0	10,1	Uls
Pe 205/1	603	62	-	-	0,1	43,5	35,0	10,1	4,5	6,7	Su2
Pe 208	1084	69	-	2,3	1,2	19,9	28,9	21,1	9,9	16,6	Uls
Pe 209	566	62	0,3	0,3	0,2	50,0	25,5	9,5	5,1	9,2	Slu
Pe 212/1	1319	69	0,1	0,1	0,1	20,1	41,4	18,4	7,4	12,5	Ut3
Pe 212/2	.	66	-	-	0,1	28,6	42,6	13,2	6,0	9,5	Uls
Pe 212/3	.	63	-	0,2	0,2	36,2	41,2	10,7	4,8	6,8	Us
Pe 212/4	.	63	-	0,3	0,1	44,3	29,2	11,2	5,3	9,5	Slu
Pe 212/5	.	64	-	-	-	35,7	38,5	12,4	5,7	7,7	Us
Pe 212/6	.	61	0,1	-	1,7	50,2	24,6	10,5	5,2	7,8	Su4

weiter auf der folgenden Seite

Probe	Höh.	FH	fG	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	BA
Pe 212/7	.	65	0,1	0,4	0,2	26,5	48,7	11,3	5,1	7,9	Us
Pe 212/8	.	65	0,5	0,4	0,2	25,1	47,3	12,7	5,2	8,6	Ut2
Pe 212/9	.	64	0,3	0,2	0,2	31,1	44,1	11,8	5,4	7,0	Us
Pe 212/10	.	63	0,1	0,3	0,4	41,3	32,0	12,3	6,0	7,6	Us
Pe 212/11	.	65	-	0,7	1,1	28,4	40,3	14 ,2	6,2	9,2	Uls
Pe 212/12	.	67	0,3	1,1	0,3	25,0	39,7	16,0	6,7	10,9	Uls
Pe 212/13	.	67	0,2	1,6	0,6	16,6	47,1	16,3	7,2	10,5	Ut2
Pe 212/14	.	64	3,4	3,1	0,8	18,1	43,4	14,6	7,7	9,0	Ut2
Pe 212/15	.	60	8,6	4,8	3,8	23,3	29,6	13,2	7,1	9,5	Slu
Pe 212/16	.	57	9,8	10,8	4,9	15,0	33,3	10,6	6,6	8,9	Uls
Pe 212/17	.	49	21,9	12,8	6,1	14,3	22,7	9,3	5,2	7,7	Su3
Pe 218	819	61	-	-	0,4	50,4	25,8	12,6	4,7	6,1	Su4
Pe 220	1195	63	2,3	2,4	2,2	36,5	24,7	14,3	6,5	11,2	Slu
Pe 224	1112	64	0,3	0,3	13,1	16,6	37,4	18,3	6,2	7,9	Us
Pe 310/1	1327	65	-	-	-	40,8	28,8	13,6	6,8	10,1	Slu
Pe 310/2	.	63	-	-	0,1	37,1	38,7	11,2	5,2	7,7	Us
Pe 310/3	.	63	-	-	-	42,5	34,6	10,2	4,9	7,8	Su4
Pe 310/4	.	63	-	-	0,1	43,7	32,2	10,1	5,6	8,3	Slu
Pe 310/5	.	64	-	-	-	43,1	30,4	11,3	5,7	9,5	Slu
Pe 310/6	.	65	-	-	-	40,3	29,3	12,7	6,4	11,3	Slu
Pe 310/7	.	66	-	0,1	0,1	34,0	32,2	13,7	7,7	12,2	Uls
Pe 310/8	.	64	0,2	0,7	0,3	34,0	37,8	12,0	7,4	7,7	Us
Pe 310/9	.	66	2,7	3,5	1,4	18,7	29,4	13,8	8,3	12,2	Uls

Tab. 19: Korngrößenverteilung (in %) der übrigen Sedimente um Palpa, zum Vergleich mit den Werten der Lösse ist der Feinheitsgrad angegeben (FH). In der Spalte BA ist die Bodenart nach AG BODEN (2005) angegeben. Die Höhenangaben (Höh.) beziehen sich auf die Höhe ü.M.

Probe	Höh.	FH	fG	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	BA
Pe 001/1	312	67	-	0,9	6,0	26,6	24,5	19,2	10,8	11,9	Slu
Pe 001/2	.	59	-	2,0	18,3	33,3	18,4	13,8	8,4	5,8	Su4
Pe 001/3	.	58	-	2,5	19,8	34,0	21,2	9,7	5,3	7,5	Su3
Pe 001/4	.	52	-	0,8	30,7	41,1	14,3	7,2	3,0	3,0	Su2
Pe 001/5	.	53	1,5	4,4	22,6	38,7	14,0	12,4	3,8	2,6	Su3
Pe 002	314	60	0,2	0,7	8,0	44,8	23,5	10,7	5,7	6,4	Su3
Pe 004/1	187	45	-	3,8	47,6	38,9	6,3	2,0	0,5	0,8	Ss
Pe 004/2	.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Pe 008	625	61	3,9	3,0	3,0	45,4	30,0	10,0	3,9	12,9	Sl4
Pe 011	468	63	0,8	2,2	5,1	42,7	17,4	12,4	7,4	12,1	Sl3
Pe 107/1	3304	68	8,5	1,0	3,5	11,3	22,3	22,4	14,4	16,6	Uls
Pe 107/2	.	59	11,0	2,8	7,7	22,6	18,3	18,9	10,7	8,0	Su4
Pe 107/3	.	60	6,8	4,3	9,9	23,5	13,2	22,9	13,7	5,6	Su4
Pe 205/2	603	49	22,0	11,6	5,5	22,5	15,6	8,0	5,0	9,8	Sl3
Pe 306/1	306	58	1,4	6,8	19,9	26,9	16,6	11,1	6,5	10,8	Sl3
Pe 306/2	.	53	0,8	8,4	23,3	34,0	16,6	6,8	3,6	6,5	Su3
Pe 306/3	.	58	1,0	2,3	16,0	37,2	21,2	10,8	5,0	6,6	Su3
Pe 306/4	.	47	0,7	3,2	35,7	50,3	5,3	1,8	1,1	1,9	Ss
Pe 306/5	.	51	-	0,3	21,8	62,9	7,3	2,8	1,7	3,2	Su2
Pe 306/6-1	.	70	-	0-	0,2	11,8	43,0	26,0	9,4	9,6	Ut2
Pe 306/6-2	.	72	-	-	0,7	15,0	36,5	15,2	17,9	14,7	Ut2
Pe 306/7	.	54	-	0,2	23,1	52,4	10,3	5,3	3,5	5,3	Su2

Tab. 20: Schwermineralspektrum ausgewählter Proben (in %). T-S: Topas-Staurolith-Gruppe, A-S: Andalusit-Sillimanit-Disten-Gr., E: Epidot-Gr., T: Turmalin-Gr., P: Pyroxen-Gr., A: Amphibol-Gr., C: Chlorit-Gr., s.: Sonstige (Olivin, Zirkon, Granat, Xenotim, Biotit, Rutil, Baryt, Lawsonit, Titanit, Axinit)

Probe	Fraktion	T-S	A-S	E	T	P	A	C	s.
Dünensand									
Pe 102	fS	7	9	7	0	24	29	10	10
Lösse (proximal – distal)									
Pe 205/1	fS+mS	0	10	10	5	23	27	10	12
Pe 110/3	fS+mS	1	4	6	0	16	29	17	22

Tab. 21: Carbonatgehalte (nach SCHEIBLER), C_{org}-Gehalte, pH-Werte und Elementgehalte der übrigen Sedimente

Probe	$CaCO_3$ (%)	C_{org} (%)	C (%)	N (%)	S (%)	Cu_{ges} g/kg	Zn_{ges} g/kg	Cd_{ges} g/kg	Cd_{mob} μg/kg	pH ($CaCl_2$)
Pe 001/1	0,2	0,5	0,54	0,07	0,04	0,07	0,08	0,8	n.b.	8,5
Pe 001/2	0,5	0,4	0,44	0,05	0,03	0,06	0,06	0,6	n.b.	8,5
Pe 001/3	1,1	0,6	0,70	0,06	0,03	0,05	0,06	0,8	n.b.	8,9
Pe 001/4	0,3	0,3	0,22	0,02	0,02	0,04	0,05	0,5	n.b.	9,0
Pe 001/5	2,1	0,4	0,53	0,03	0,03	0,03	0,05	0,5	n.b.	8,5
Pe 002	1,0	0,5	0,54	0,05	0,05	0,04	0,05	1,3	n.b.	8,7
Pe 004/1	0,4	0,1	0,16	0,02	0,02	0,03	0,03	0,1	n.b.	8,4
Pe 004/2	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b	n.b.	n.b.
Pe 008	2,5	0,2	0,45	0,03	1,24	0,07	0,07	2,9	n.b.	8,4
Pe 011	4,3	0,2	0,65	0,03	0,80	0,05	0,07	2,5	n.b.	8,3
Pe 107/1	0,3	1,4	1,63	0,17	0,84	0,06	0,07	0,4	30,1	6,5
Pe 107/2	0,3	1,5	1,74	0,18	0,30	0,06	0,08	0,4	25,1	6,6
Pe 107/3	0,2	0,8	0,67	0,08	0,02	0,08	0,05	3,3	2,1	6,7
Pe 205/2	1,1	-	0,20	0,02	0,63	0,04	0,05	1,3	n.b.	8,2
Pe 306/1	0,1	0,4	0,53	0,07	0,03	0,05	0,05	0,5	9,6	7,2
Pe 306/2	0,6	0,4	0,51	0,05	-	0,03	0,04	0,5	-	7,6
Pe 306/3	0,4	0,1	0,21	0,03	0,02	0,04	0,05	0,9	5,1	7,6
Pe 306/4	0,1	-	0,04	0,01	0,01	0,03	0,03	0,2	1,3	7,3
Pe 306/5	0,2	0,1	0,11	0,01	0,02	0,07	0,04	0,4	6,7	7,2
Pe 306/6-1	0,7	0,1	0,24	0,02	0,03	0,05	0,06	0,7	4,2	7,6
Pe 306/6-2	2,7	0,3	0,75	0,04	0,03	0,06	0,07	0,9	1,6	7,7
Pe 306/7	0,4	-	0,09	0,02	0,01	0,06	0,05	0,3	1,5	7,7

Tab. 22: ^{14}C- und OSL-Datierungen der fluvialen und glazialen Sedimente im Arbeitsgebiet. BLSL: Blaulicht-stimulierte Lumineszenz

Probe	Lokalität	Terrassen-niveau	Entnahme-tiefe (m)	Labor-Nr.	Datierungs-methode	^{14}C/OSL-Alter (1σ-Fehler)
Pe 306/2	Jauranga	+ 3 m	0,6	ET357	AMS	1660–1700 AD
						1720–1820 AD
						1840–1880 AD
						1910–1950 AD
Pe 306/2	Jauranga	+ 3 m	0,6	ET367	AMS	1670–1710 AD
						1720–1780 AD
						1800–1820 AD
						1830–1890 AD
						1910–1950 AD
Pe 306/3	Jauranga	+ 3 m	0,7	ET368	AMS	1440–1530 AD
						1590–1630 AD
Pe 306/4	Jauranga	+ 3 m	0,9	ET356	AMS	1460–1530 AD
						1560–1630 AD
Pe 306/5	Jauranga	+ 3 m	1,0	ET441	AMS	1405–1475 AD
Pe 311/6	Jauranga	+ 3 m	1,3	ET371	AMS	1415–1485 AD
Pe 311/6	Jauranga	+ 3 m	1,5	ET372	AMS	1490–1640 AD
Pe 311/6	Jauranga	+ 3 m	1,7	ET373	AMS	1480–1530 AD
						1540–1640 AD
Pe 311/6	Jauranga	+ 3 m	1,7	ET374	AMS	1480–1530 AD
						1540–1640 AD
Pe 306/6-2	Jauranga	+ 3 m	1,7	ET437	AMS	650–770 AD
						≤1631±42 AD
Pe 306/7	Jauranga	+ 3 m	2,1	ET354	AMS	650–770 AD
Pe 001/3	Yunama	+ 3 m	1,0	HDS-1323	BLSL	≤1475±56 AD
						≤1631±42 AD
(=Pe 304)				ET436	AMS	1520–1590 AD
						1620–1680 AD
						1780–1800 AD
				ET352	AMS	1520–1550 AD
						1630–1680 AD
						1760–1810 AD
						1930–1950 AD
Pe 002/1	Yunama	+ 5 m	0,9	HDS-1324	BLSL	≤1922±10 AD
						≤1926±9 AD
Pe 210	W Jauranga	+ 5 m	0,6	HD-23677	GP	1660–1690 AD
						1730–1810 AD
						1920–1950 AD
				ET130	AMS	1690–1730 AD
						1810–1920 AD

weiter auf der folgenden Seite

Probe	Lokalität	Terrassen-niveau	Entnahme-tiefe (m)	Labor-Nr.	Datierungs-methode	^{14}C/OSL-Alter (1σ-Fehler)
Pe 303	N Palpa	+ 3 m	1,0	ET-30227	AMS	1410–1480 AD
Pe 307	Huayuri	+ 5 m	0,4	ET353	AMS	1430–1520 AD
						1590–1620 AD
			0,1	HDS-1332	BLSL	≤2080±300 BC
			0,4	HDS-1333	BLSL	≤1678±25 AD
Pe 305	Mündung	+ 3 m	0,4	ETH-30226	AMS	1440–1530 AD
	Rio					1570–1630 AD
	St. Cruz			HD-24121	GP	1520–1560 AD
						1630–1660 AD
				ET444	AMS	1520–1600 AD
						1620–1670 AD
						1780–1800 AD
Pe 402	Buena Vista		4,2	HD-24813	GP	11600–11330 cal BP
Standort La Muña (PAP-79)						
layer 3	La Muña	+ 5 m	0,2	ET174	AMS	1670–1950 AD
				Peak bei		1720–1780 AD
layer 4			0,3	HD-23632	GP	1690–1730 AD
						1810–1890 AD
						1910–1920 AD
layer 6			0,4	ET185	AMS	1670–1950 AD
				Peak bei		1720–1780 AD
				ET175	AMS	1490–1650 AD
layer 8/9			1,0	ET181	AMS	1480–1530 AD
						1540–1640 AD
layer 11			1,2	ET177	AMS	1320–1350 AD
						1390–1440 AD
layer 13 top			1,3	ET131	AMS	1440–1530 AD
						1590–1630 AD
layer 13/14			1,4	ET178	AMS	1450–1530 AD
						1560–1630 AD
				ET180	AMS	1470–1530 AD
						1560–1640 AD
				ET153	AMS	1470–1530 AD
						1560–1640 AD
layer 14/15			1,7	ET179	AMS	1320–1350 AD
						1390–1440 AD

Tab. 23: OSL-Alter eines typischen Schuttstroms im St. Cruz-Tal. Sie dokumentieren eine spätpleistozäne Aktivitätsphase am Andenfuß. Unveröffentlichte Daten, mündl. Mitt. A. KADEREIT.

Probe	Koordinaten (UTM WGS84)	Höhe ü.M.	Labor-nummer	OSL-Alter (ka)
Huayco	477870 8407390	856	HDS-1478a	14,06 ±2,09
				13,49 ±1,34
				13,17 ±1,61
				13,13 ±0,47
				12,87 ±0,52
				12,52 ±0,73
				12,07 ±0,86
				11,64 ±1,14
				11,59 ±1,26
				11,50 ±1,42
				11,30 ±1,29
				11,29 ±1,13

Tab. 24: Carbonatgehalte (nach SCHEIBLER), C_{org}-Gehalte, pH-Werte und Elementgehalte der Lösse

Probe	$CaCO_3$ (%)	C_{org} (%)	C (%)	N (%)	S (%)	Cu_{ges} g/kg	Zn_{ges} g/kg	Cd_{ges} g/kg	Cd_{mob} µg/kg	pH ($CaCl_2$)
Pe 005	1,8	0,1	0,33	0,02	0,08	0,03	0,06	4,1	n.b.	8,6
Pe 013	1,9	0,1	0,30	0,02	0,10	0,03	0,05	3,6	n.b.	7,8
Pe 014	0,7	0,2	0,18	0,03	0,09	0,03	0,06	4,3	7,5	9,0
Pe 015/1	1,3	0,2	0,28	0,03	0,08	0,03	0,05	4,2	n.b.	8,2
Pe 015/2	0,3	0,1	0,07	0,03	0,43	0,13	0,09	2,9	n.b.	8,1
Pe 101	1,2	0,1	0,24	0,02	0,07	0,04	0,05	3,6	n.b.	8,2
Pe 103	1,9	0,3	0,42	0,03	0,10	0,04	0,06	4,5	n.b.	8,0
Pe 105/1	1,6	0,2	0,31	0,03	0,07	0,04	0,06	4,5	3,0	9,3
Pe 105/2	1,8	0,2	0,38	0,03	0,10	0,04	0,05	4,3	2,9	9,2
Pe 108	0,5	0,1	0,12	0,02	0,49	0,04	0,04	0,1	n.b.	8,3
Pe 109	2,3	0,2	0,34	0,02	0,46	0,03	0,06	2,1	0,1	8,3
Pe 110/1	0,2	0,3	0,29	0,04	0,08	0,07	0,05	3,0	35,2	8,0
Pe 110/2	0,2	0,6	0,72	0,05	0,10	0,04	0,04	0,4	11,2	8,9
Pe 110/3	0,7	0,2	0,49	0,06	0,17	0,03	0,05	3,4	7,5	8,8
Pe 111/1	1,5	0,2	0,27	0,02	0,77	0,04	0,05	3,0	n.b.	9,0
Pe 111/2	1,8	0,2	0,38	0,02	0,29	0,03	0,05	2,7	1,5	8,2
Pe 112	1,2	0,1	0,22	0,02	0,42	0,04	0,06	3,2	n.b.	8,0
Pe 113	0,2	0,2	0,22	0,05	0,52	0,04	0,07	2,3	4,6	7,9
Pe 114	0,8	0,2	0,12	0,02	0,62	0,04	0,05	3,4	4,9	8,0
Pe 202/1a	0,1	0,0	0,11	0,02	0,05	0,04	0,07	3,9	n.b.	7,7
Pe 202/1b	0,3	0,0	0,09	0,02	0,06	0,03	0,06	3,7	n.b.	7,5
Pe 202/2a	0,1	0,1	n.b.	n.b.	n.b.	0,04	0,06	2,7	n.b.	7,4
Pe 205/1	1,0	0,0	0,2	0,02	0,06	0,03	0,05	2,1	n.b.	8,2
Pe 208	n.b.	0,1	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	8,0
Pe 209	n.b.	0,0	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.	8,1
Pe 212/1	0,7	0,4	0,44	0,06	0,06	0,05	0,07	4,1	n.b.	7,7
Pe 212/2	1,2	0,1	0,27	0,03	0,05	0,05	0,05	3,7	n.b.	8,0
Pe 212/3	1,7	0,1	0,25	0,02	0,05	0,04	0,05	4,1	n.b.	8,2
Pe 212/4	1,8	0,1	0,29	0,02	0,05	0,03	0,04	3,6	n.b.	8,2
Pe 212/5	2,1	0,1	0,35	0,02	0,05	0,04	0,05	3,9	n.b.	8,3
Pe 212/6	2,4	0,1	0,37	0,02	0,06	0,03	0,05	3,7	n.b.	8,2
Pe 212/7	1,9	0,1	0,30	0,02	0,06	0,04	0,05	3,9	n.b.	8,2
Pe 212/8	1,6	0,1	0,27	0,02	0,05	0,03	0,05	3,8	n.b.	8,2
Pe 212/9	1,6	0,1	0,25	0,02	0,06	0,06	0,05	3,6	n.b.	8,2
Pe 212/10	1,4	0,2	0,27	0,02	0,06	0,04	0,05	3,9	n.b.	8,2
Pe 212/11	2,0	0,1	0,30	0,02	0,06	0,03	0,05	4,4	n.b.	8,2
Pe 212/12	2,1	0,2	0,30	0,02	0,06	0,03	0,05	4,1	n.b.	8,1
Pe 212/13	1,5	0,1	0,24	0,02	0,06	0,03	0,05	4,1	n.b.	8,1
Pe 212/14	1,1	0,1	0,21	0,03	0,06	0,03	0,05	4,1	n.b.	8,2

weiter auf der folgenden Seite

Probe	$CaCO_3$ (%)	C_{org} (%)	C (%)	N (%)	S (%)	Cu_{ges} g/kg	Zn_{ges} g/kg	Cd_{ges} g/kg	Cd_{mob} μg/kg	pH ($CaCl_2$)
Pe 212/15	0,8	0,1	0,19	0,03	0,06	0,04	0,05	3,5	n.b.	8,1
Pe 212/16	0,8	0,1	0,16	0,03	0,05	0,04	0,05	3,2	n.b.	8,2
Pe 212/17	1,6	0,1	0,10	0,02	0,06	0,05	0,06	3,9	n.b.	8,1
Pe 218	0,9	0,0	0,12	0,02	0,07	0,03	0,05	3,2	n.b.	8,1
Pe 220	0,3	0,1	0,11	0,02	0,06	0,04	0,07	3,3	n.b.	7,7
Pe 224	0,2	0,1	n.b.	n.b.	n.b.	0,04	0,05	1,5	n.b.	7,3
Pe 310/1	0,6	0,1	0,22	0,04	0,06	0,04	0,07	3,0	8,7	7,7
Pe 310/2	0,7	0,1	0,23	0,03	0,06	0,04	0,07	3,5	5,1	7,8
Pe 310/3	0,8	0,1	0,20	0,03	0,07	0,04	0,06	3,6	5,0	8,0
Pe 310/4	1,2	0,1	0,25	0,03	0,07	0,04	0,05	3,5	3,2	8,0
Pe 310/5	1,7	0,1	0,29	0,03	0,06	0,04	0,07	3,7	1,4	8,0
Pe 310/6	1,8	0,1	0,33	0,03	0,07	0,04	0,06	4,0	1,1	8,0
Pe 310/7	2,1	0,1	0,36	0,03	0,09	0,04	0,09	4,0	2,0	8,0
Pe 310/8	1,3	0,1	0,26	0,03	0,09	0,04	0,07	3,7	7,1	8,1
Pe 310/9	0,5	0,0	0,16	0,04	0,06	0,04	0,07	3,5	8,5	8,0

HEIDELBERGER GEOGRAPHISCHE ARBEITEN*

Heft 1 Felix Monheim: Beiträge zur Klimatologie und Hydrologie des Titicacabeckens. 1956. 152 Seiten, 38 Tabellen, 13 Figuren, 4 Karten. € 6,--

Heft 4 Don E. Totten: Erdöl in Saudi-Arabien. 1959. 174 Seiten, 1 Tabelle, 11 Abbildungen, 16 Figuren. € 7,50

Heft 8 Franz Tichy: Die Wälder der Basilicata und die Entwaldung im 19. Jahrhundert. 1962. 175 Seiten, 15 Tabellen, 19 Figuren, 16 Abbildungen, 3 Karten. € 15,--

Heft 9 Hans Graul: Geomorphologische Studien zum Jungquartär des nördlichen Alpenvorlandes. Teil I: Das Schweizer Mittelland. 1962. 104 Seiten, 6 Figuren, 6 Falttafeln. € 12,50

Heft 10 Wendelin Klaer: Eine Landnutzungskarte von Libanon. 1962. 56 Seiten, 7 Figuren, 23 Abbildungen, 1 farbige Karte. € 10,--

Heft 11 Wendelin Klaer: Untersuchungen zur klimagenetischen Geomorphologie in den Hochgebirgen Vorderasiens. 1963. 135 Seiten, 11 Figuren, 51 Abbildungen, 4 Karten. € 15,50

Heft 12 Erdmann Gormsen: Barquisimeto, eine Handelsstadt in Venezuela. 1963. 143 Seiten, 26 Tabellen, 16 Abbildungen, 11 Karten. € 16,--

Heft 18 Gisbert Glaser: Der Sonderkulturanbau zu beiden Seiten des nördlichen Oberrheins zwischen Karlsruhe und Worms. Eine agrargeographische Untersuchung unter besonderer Berücksichtigung des Standortproblems. 1967. 302 Seiten, 116 Tabellen, 12 Karten. € 10,50

Heft 23 Gerd R. Zimmermann: Die bäuerliche Kulturlandschaft in Südgalicien. Beitrag zur Geographie eines Übergangsgebietes auf der Iberischen Halbinsel. 1969. 224 Seiten, 20 Karten, 19 Tabellen, 8 Abbildungen. € 10,50

Heft 24 Fritz Fezer: Tiefenverwitterung circumalpiner Pleistozänschotter. 1969. 144 Seiten, 90 Figuren, 4 Abbildungen, 1 Tabelle. € 8,--

Heft 25 Naji Abbas Ahmad: Die ländlichen Lebensformen und die Agrarentwicklung in Tripolitanien. 1969. 304 Seiten, 10 Karten, 5 Abbildungen. € 10,--

Heft 26 Ute Braun: Der Felsberg im Odenwald. Eine geomorphologische Monographie. 1969. 176 Seiten, 3 Karten, 14 Figuren, 4 Tabellen, 9 Abbildungen. € 7,50

Heft 27 Ernst Löffler: Untersuchungen zum eiszeitlichen und rezenten klimagenetischen Formenschatz in den Gebirgen Nordostanatoliens. 1970. 162 Seiten, 10 Figuren, 57 Abbildungen. € 10,--

---

*Nicht aufgeführte Hefte sind vergriffen.

Heft 29 Wilfried Heller: Der Fremdenverkehr im Salzkammergut – eine Studie aus geographischer Sicht. 1970. 224 Seiten, 15 Karten, 34 Tabellen. € 16,--

Heft 30 Horst Eichler: Das präwürmzeitliche Pleistozän zwischen Riss und oberer Rottum. Ein Beitrag zur Stratigraphie des nordöstlichen Rheingletschergebietes. 1970. 144 Seiten, 5 Karten, 2 Profile, 10 Figuren, 4 Tabellen, 4 Abbildungen. € 7,--

Heft 31 Dietrich M. Zimmer: Die Industrialisierung der Bluegrass Region von Kentucky. 1970. 196 Seiten, 16 Karten, 5 Figuren, 45 Tabellen, 11 Abbildungen. € 10,50

Heft 33 Jürgen Blenck: Die Insel Reichenau. Eine agrargeographische Untersuchung. 1971. 248 Seiten, 32 Diagramme, 22 Karten, 13 Abbildungen, 90 Tabellen. € 26,50

Heft 35 Brigitte Grohmann-Kerouach: Der Siedlungsraum der Ait Ouriaghel im östlichen Rif. 1971. 226 Seiten, 32 Karten, 16 Figuren, 17 Abbildungen. € 10,--

Heft 37 Peter Sinn: Zur Stratigraphie und Paläogeographie des Präwürm im mittleren und südlichen Illergletscher-Vorland. 1972. 159 Seiten, 5 Karten, 21 Figuren, 13 Abbildungen, 12 Längsprofile, 11 Tabellen. € 11,--

Heft 38 Sammlung quartärmorphologischer Studien I. Mit Beiträgen von K. Metzger, U. Herrmann, U. Kuhne, P. Imschweiler, H.-G. Prowald, M. Jauß †, P. Sinn, H.-J. Spitzner, D. Hiersemann, A. Zienert, R. Weinhardt, M. Geiger, H. Graul und H. Völk. 1973. 286 Seiten, 13 Karten, 39 Figuren, 3 Skizzen, 31 Tabellen, 16 Abbildungen. € 15,50

Heft 39 Udo Kuhne: Zur Stratifizierung und Gliederung quartärer Akkumulationen aus dem Bièvre-Valloire, einschließlich der Schotterkörper zwischen St.-Rambert-d'Albon und der Enge von Vienne. 1974. 94 Seiten, 11 Karten, 2 Profile, 6 Abbildungen, 15 Figuren, 5 Tabellen. € 12,--

Heft 42 Werner Fricke, Anneliese Illner und Marianne Fricke: Schrifttum zur Regionalplanung und Raumstruktur des Oberrheingebietes. 1974. 93 Seiten. € 5,--

Heft 43 Horst Georg Reinhold: Citruswirtschaft in Israel. 1975. 307 Seiten, 7 Karten, 7 Figuren, 8 Abbildungen, 25 Tabellen. € 15,--

Heft 44 Jürgen Strassel: Semiotische Aspekte der geographischen Erklärung. Gedanken zur Fixierung eines metatheoretischen Problems in der Geographie. 1975. 244 Seiten. € 15,--

Heft 45 Manfred Löscher: Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. 1976. 157 Seiten, 4 Karten, 11 Längs- u. Querprofile, 26 Figuren, 8 Abbildungen, 3 Tabellen. € 15,--

Heft 49 Sammlung quartärmorphologischer Studien II. Mit Beiträgen von W. Essig, H. Graul, W. König, M. Löscher, K. Rögner, L. Scheuenpflug, A. Zienert u.a. 1979. 226 Seiten. € 17,90

Heft 51 Frank Ammann: Analyse der Nachfrageseite der motorisierten Naherholung im Rhein-Neckar-Raum. 1978. 163 Seiten, 22 Karten, 6 Abbildungen, 5 Figuren, 46 Tabellen. € 15,50

Heft 52 Werner Fricke: Cattle Husbandry in Nigeria. A study of its ecological conditions and social-geographical differentiations. 1993. 2nd Edition (Reprint with Subject Index). 344 pages, 33 maps, 20 figures, 52 tables, 47 plates. € 21,--

Heft 55 Hans-Jürgen Speichert: Gras-Ellenbach, Hammelbach, Litzelbach, Scharbach, Wahlen. Die Entwicklung ausgewählter Fremdenverkehrsorte im Odenwald. 1979. 184 Seiten, 8 Karten, 97 Tabellen. € 15,50

Heft 58 Hellmut R. Völk: Quartäre Reliefentwicklung in Südostspanien. Eine stratigraphische, sedimentologische und bodenkundliche Studie zur klimamorphologischen Entwicklung des mediterranen Quartärs im Becken von Vera. 1979. 143 Seiten, 1 Karte, 11 Figuren, 11 Tabellen, 28 Abbildungen. € 14,--

Heft 59 Christa Mahn: Periodische Märkte und zentrale Orte – Raumstrukturen und Verflechtungsbereiche in Nord-Ghana. 1980. 197 Seiten, 20 Karten, 22 Figuren, 50 Tabellen. € 14,--

Heft 60 Wolfgang Herden: Die rezente Bevölkerungs- und Bausubstanzentwicklung des westlichen Rhein-Neckar-Raumes. Eine quantitative und qualitative Analyse. 1983. 229 Seiten, 27 Karten, 43 Figuren, 34 Tabellen. € 19,90

Heft 62 Gudrun Schultz: Die nördliche Ortenau. Bevölkerung, Wirtschaft und Siedlung unter dem Einfluß der Industrialisierung in Baden. 1982. 350 Seiten, 96 Tabellen, 12 Figuren, 43 Karten. € 19,90

Heft 64 Jochen Schröder: Veränderungen in der Agrar- und Sozialstruktur im mittleren Nordengland seit dem Landwirtschaftsgesetz von 1947. Ein Beitrag zur regionalen Agrargeographie Großbritanniens, dargestellt anhand eines W-E-Profils von der Irischen See zur Nordsee. 1983. 206 Seiten, 14 Karten, 9 Figuren, 21 Abbildungen, 39 Tabellen. € 17,50

Heft 65 Otto Fränzle et al.: Legendenentwurf für die geomorphologische Karte 1:100.000 (GMK 100). 1979. 18 Seiten. € 1,50

Heft 66 Dietrich Barsch und Wolfgang-Albert Flügel (Hrsg.): Niederschlag, Grundwasser, Abfluß. Ergebnisse aus dem hydrologisch-geomorphologischen Versuchsgebiet "Hollmuth". Mit Beiträgen von D. Barsch, R. Dikau, W.-A. Flügel, M. Friedrich, J. Schaar, A. Schorb, O. Schwarz und H. Wimmer. 1988. 275 Seiten, 42 Tabellen, 106 Abbildungen. € 24,--

Heft 68 Robert König: Die Wohnflächenbestände der Gemeinden der Vorderpfalz. Bestandsaufnahme, Typisierung und zeitliche Begrenzung der Flächenverfügbarkeit raumfordernder Wohnfunktionsprozesse. 1980. 226 Seiten, 46 Karten, 16 Figuren, 17 Tabellen, 7 Tafeln. € 16,--

Heft 71 Stand der grenzüberschreitenden Raumordnung am Oberrhein. Kolloquium zwischen Politikern, Wissenschaftlern und Praktikern über Sach- und Organisationsprobleme bei der Einrichtung einer grenzüberschreitenden Raumordnung im Oberrheingebiet und Fallstudie: Straßburg und Kehl. 1981. 116 Seiten, 13 Abbildungen. € 7,50

Heft 73 American-German International Seminar. Geography and Regional Policy: Resource Management by Complex Political Systems. Eds.: John S. Adams, Werner Fricke and Wolfgang Herden. 1983. 387 pages, 23 maps, 47 figures, 45 tables. € 25,50

Heft 75 Kurt Hiehle-Festschrift. Mit Beiträgen von U. Gerdes, K. Goppold, E. Gormsen, U. Henrich, W. Lehmann, K. Lüll, R. Möhn, C. Niemeitz, D. Schmidt-Vogt, M. Schumacher und H.-J. Weiland. 1982. 256 Seiten, 37 Karten, 51 Figuren, 32 Tabellen, 4 Abbildungen. € 12,50

Heft 76 Lorenz King: Permafrost in Skandinavien – Untersuchungsergebnisse aus Lappland, Jotunheimen und Dovre/Rondane. 1984. 174 Seiten, 72 Abbildungen, 24 Tabellen. € 19,--

Heft 77 Ulrike Sailer: Untersuchungen zur Bedeutung der Flurbereinigung für agrarstrukturelle Veränderungen – dargestellt am Beispiel des Kraichgaus. 1984. 308 Seiten, 36 Karten, 58 Figuren, 116 Tabellen. € 22,50

Heft 78 Klaus-Dieter Roos: Die Zusammenhänge zwischen Bausubstanz und Bevölkerungsstruktur – dargestellt am Beispiel der südwestdeutschen Städte Eppingen und Mosbach. 1985. 154 Seiten, 27 Figuren, 48 Tabellen, 6 Abbildungen, 11 Karten. € 14,50

Heft 79 Klaus Peter Wiesner: Programme zur Erfassung von Landschaftsdaten, eine Bodenerosionsgleichung und ein Modell der Kaltluftentstehung. 1986. 83 Seiten, 23 Abbildungen, 20 Tabellen, 1 Karte. € 13,--

Heft 80 Achim Schorb: Untersuchungen zum Einfluß von Straßen auf Boden, Grund- und Oberflächenwässer am Beispiel eines Testgebietes im Kleinen Odenwald. 1988. 193 Seiten, 1 Karte, 176 Abbildungen, 60 Tabellen. € 18,50

Heft 81 Richard Dikau: Experimentelle Untersuchungen zu Oberflächenabfluß und Bodenabtrag von Meßparzellen und landwirtschaftlichen Nutzflächen. 1986. 195 Seiten, 70 Abbildungen, 50 Tabellen. € 19,--

Heft 82 Cornelia Niemeitz: Die Rolle des PKW im beruflichen Pendelverkehr in der Randzone des Verdichtungsraumes Rhein-Neckar. 1986. 203 Seiten, 13 Karten, 65 Figuren, 43 Tabellen. € 17,--

Heft 83 Werner Fricke und Erhard Hinz (Hrsg.): Räumliche Persistenz und Diffusion von Krankheiten. Vorträge des 5. geomedizinischen Symposiums in Reisenburg, 1984, und der Sitzung des Arbeitskreises Medizinische Geographie/Geomedizin in Berlin, 1985. 1987. 279 Seiten, 42 Abbildungen, 9 Figuren, 19 Tabellen, 13 Karten. € 29,50

Heft 84 Martin Karsten: Eine Analyse der phänologischen Methode in der Stadtklimatologie am Beispiel der Kartierung Mannheims. 1986. 136 Seiten, 19 Tabellen, 27 Figuren, 5 Abbildungen, 19 Karten. € 15,--

Heft 85 Reinhard Henkel und Wolfgang Herden (Hrsg.): Stadtforschung und Regionalplanung in Industrie- und Entwicklungsländern. Vorträge des Festkolloquiums zum 60. Geburtstag von Werner Fricke. 1989. 89 Seiten, 34 Abbildungen, 5 Tabellen. € 9,--

Heft 86 Jürgen Schaar: Untersuchungen zum Wasserhaushalt kleiner Einzugsgebiete im Elsenztal/Kraichgau. 1989. 169 Seiten, 48 Abbildungen, 29 Tabellen. € 16,--

Heft 87 Jürgen Schmude: Die Feminisierung des Lehrberufs an öffentlichen, allgemeinbildenden Schulen in Baden-Württemberg, eine raum-zeitliche Analyse. 1988. 159 Seiten, 10 Abbildungen, 13 Karten, 46 Tabellen. € 16,--

Heft 88 Peter Meusburger und Jürgen Schmude (Hrsg.): Bildungsgeographische Studien über Baden-Württemberg. Mit Beiträgen von M. Becht, J. Grabitz, A. Hüttermann, S. Köstlin, C. Kramer, P. Meusburger, S. Quick, J. Schmude und M. Votteler. 1990. 291 Seiten, 61 Abbildungen, 54 Tabellen. € 19,--

Heft 89 Roland Mäusbacher: Die jungquartäre Relief- und Klimageschichte im Bereich der Fildeshalbinsel Süd-Shetland-Inseln, Antarktis. 1991. 207 Seiten, 87 Abbildungen, 9 Tabellen. € 24,50

Heft 90 Dario Trombotto: Untersuchungen zum periglazialen Formenschatz und zu periglazialen Sedimenten in der "Lagunita del Plata", Mendoza, Argentinien. 1991. 171 Seiten, 42 Abbildungen, 24 Photos, 18 Tabellen und 76 Photos im Anhang. € 17,--

Heft 91 Matthias Achen: Untersuchungen über Nutzungsmöglichkeiten von Satellitenbilddaten für eine ökologisch orientierte Stadtplanung am Beispiel Heidelberg. 1993. 195 Seiten, 43 Abbildungen, 20 Tabellen, 16 Fotos. € 19,--

Heft 92 Jürgen Schweikart: Räumliche und soziale Faktoren bei der Annahme von Impfungen in der Nord-West Provinz Kameruns. Ein Beitrag zur Medizinischen Geographie in Entwicklungsländern. 1992. 134 Seiten, 7 Karten, 27 Abbildungen, 33 Tabellen. € 13,--

Heft 93 Caroline Kramer: Die Entwicklung des Standortnetzes von Grundschulen im ländlichen Raum. Vorarlberg und Baden-Württemberg im Vergleich. 1993. 263 Seiten, 50 Karten, 34 Abbildungen, 28 Tabellen. € 20,--

Heft 94 Lothar Schrott: Die Solarstrahlung als steuernder Faktor im Geosystem der sub-tropischen semiariden Hochanden (Agua Negra, San Juan, Argentinien). 1994. 199 Seiten, 83 Abbildungen, 16 Tabellen. € 15,50

Heft 95 Jussi Baade: Geländeexperiment zur Verminderung des Schwebstoffaufkommens in landwirtschaftlichen Einzugsgebieten. 1994. 215 Seiten, 56 Abbildungen, 60 Tabellen. € 14,--

Heft 96 Peter Hupfer: Der Energiehaushalt Heidelbergs unter besonderer Berücksichtigung der städtischen Wärmeinselstruktur. 1994. 213 Seiten, 36 Karten, 54 Abbildungen, 15 Tabellen. € 16,--

Heft 97 Werner Fricke und Ulrike Sailer-Fliege (Hrsg.): Untersuchungen zum Einzelhandel in Heidelberg. Mit Beiträgen von M. Achen, W. Fricke, J. Hahn, W. Kiehn, U. Sailer-Fliege, A. Scholle und J. Schweikart. 1995. 139 Seiten. € 12,50

Heft 98 Achim Schulte: Hochwasserabfluß, Sedimenttransport und Gerinnebettgestaltung an der Elsenz im Kraichgau. 1995. 202 Seiten, 68 Abbildungen, 6 Tabellen, 6 Fotos. € 16,--

Heft 99 Stefan Werner Kienzle: Untersuchungen zur Flußversalzung im Einzugsgebiet des Breede Flusses, Westliche Kapprovinz, Republik Südafrika. 1995. 139 Seiten, 55 Abbildungen, 28 Tabellen. € 12,50

Heft 100 Dietrich Barsch, Werner Fricke und Peter Meusburger (Hrsg.): 100 Jahre Geographie an der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg (1895-1995). 1996. € 18,--

Heft 101 Clemens Weick: Räumliche Mobilität und Karriere. Eine individualstatistische Analyse der baden-württembergischen Universitätsprofessoren unter besonderer Berücksichtigung demographischer Strukturen. 1995. 284 Seiten, 28 Karten, 47 Abbildungen und 23 Tabellen. € 17,--

Heft 102 Werner D. Spang: Die Eignung von Regenwürmern (Lumbricidae), Schnecken (Gastropoda) und Laufkäfern (Carabidae) als Indikatoren für auentypische Standortbedingungen. Eine Untersuchung im Oberrheintal. 1996. 236 Seiten, 16 Karten, 55 Abbildungen und 132 Tabellen. € 19,--

Heft 103 Andreas Lang: Die Infrarot-Stimulierte-Lumineszenz als Datierungsmethode für holozäne Lössderivate. Ein Beitrag zur Chronometrie kolluvialer, alluvialer und limnischer Sedimente in Südwestdeutschland. 1996. 137 Seiten, 39 Abbildungen und 21 Tabellen. € 12,50

Heft 104 Roland Mäusbacher und Achim Schulte (Hrsg.): Beiträge zur Physiogeographie. Festschrift für Dietrich Barsch. 1996. 542 Seiten. € 25,50

Heft 105 Michaela Braun: Subsistenzsicherung und Marktpartizipation. Eine agrargeographische Untersuchung zu kleinbäuerlichen Produktionsstrategien in der Province de la Comoé, Burkina Faso. 1996. 234 Seiten, 16 Karten, 6 Abbildungen und 27 Tabellen. € 16,--

Heft 106 Martin Litterst: Hochauflösende Emissionskataster und winterliche SO_2-Immissionen: Fallstudien zur Luftverunreinigung in Heidelberg. 1996. 171 Seiten, 29 Karten, 56 Abbildungen und 57 Tabellen. € 16,--

Heft 107 Eckart Würzner: Vergleichende Fallstudie über potentielle Einflüsse atmosphärischer Umweltnoxen auf die Mortalität in Agglomerationen. 1997. 256 Seiten, 32 Karten, 17 Abbildungen und 52 Tabellen. € 15,--

Heft 108 Stefan Jäger: Fallstudien von Massenbewegungen als geomorphologische Naturgefahr. Rheinhessen, Tully Valley (New York State), YosemiteValley (Kalifornien). 1997. 176 Seiten, 53 Abbildungen und 26 Tabellen. € 14,50

Heft 109 Ulrike Tagscherer: Mobilität und Karriere in der VR China – Chinesische Führungskräfte im Transformationsprozess. Eine qualitativ-empirische Analyse chinesischer Führungskräfte im deutsch-chinesischen Joint-Ventures, 100% Tochtergesellschaften und Repräsentanzen. 1999. 254 Seiten, 8 Karten, 31 Abbildungen und 19 Tabellen. € 19,90

Heft 110 Martin Gude: Ereignissequenzen und Sedimenttransporte im fluvialen Milieu kleiner Einzugsgebiete auf Spitzbergen. 2000. 124 Seiten, 28 Abbildungen und 17 Tabellen. € 14,50

Heft 111 Günter Wolkersdorfer: Politische Geographie und Geopolitik zwischen Moderne und Postmoderne. 2001. 272 Seiten, 43 Abbildungen und 6 Tabellen. € 19,90

Heft 112 Paul Reuber und Günter Wolkersdorfer (Hrsg.): Politische Geographie. Handlungsorientierte Ansätze und Critical Geopolitics. 2001. 304 Seiten. Mit Beiträgen von Hans Gebhardt, Thomas Krings, Julia Lossau, Jürgen Oßenbrügge, Anssi Paasi, Paul Reuber, Dietrich Soyez, Ute Wardenga, Günter Wolkersdorfer u.a. € 19,90

Heft 113 Anke Väth: Erwerbsmöglichkeiten von Frauen in ländlichen und suburbanen Gemeinden Baden-Württembergs. Qualitative und quantitative Analyse der Wechselwirkungen zwischen Qualifikation, Haus-, Familien- und Erwerbsarbeit. 2001. 396 Seiten, 34 Abbildungen, 54 Tabellen und 1 Karte. € 21,50

Heft 114 Heiko Schmid: Der Wiederaufbau des Beiruter Stadtzentrums. Ein Beitrag zur handlungsorientierten politisch-geographischen Konfliktforschung. 2002. 296 Seiten, 61 Abbildungen und 6 Tabellen. € 19,90

Heft 115 Mario Günter: Kriterien und Indikatoren als Instrumentarium nachhaltiger Entwicklung. Eine Untersuchung sozialer Nachhaltigkeit am Beispiel von Interessengruppen der Forstbewirtschaftung auf Trinidad. 2002. 320 Seiten, 23 Abbildungen und 14 Tabellen. € 19,90

Heft 116 Heike Jöns: Grenzüberschreitende Mobilität und Kooperation in den Wissenschaften. Deutschlandaufenthalte US-amerikanischer Humboldt-Forschungspreisträger aus einer erweiterten Akteursnetzwerkperspektive. 2003. 484 Seiten, 34 Abbildungen, 10 Tabellen und 8 Karten. € 29,00

Heft 117 Hans Gebhardt und Bernd Jürgen Warneken (Hrsg.) Stadt – Land – Frau. Interdisziplinäre Genderforschung in Kulturwissenschaft und Geographie. 2003. 304 Seiten, 44 Abbildungen und 47 Tabellen. € 19,90

Heft 118 Tim Freytag: Bildungswesen, Bildungsverhalten und kulturelle Identität. Ursachen für das unterdurchschnittliche Ausbildungsniveau der hispanischen Bevölkerung in New Mexico. 2003. 352 Seiten, 30 Abbildungen, 13 Tabellen und 19 Karten. € 19,90

Heft 119 Nicole-Kerstin Baur: Die Diphtherie in medizinisch-geographischer Perspektive. Eine historisch-vergleichende Rekonstruktion von Auftreten und Diffusion der Diphtherie sowie der Inanspruchnahme von Präventivleistungen. 2006. 301 Seiten, 20 Abbildungen, 41 Tabellen und 11 Karten. € 19,90

Heft 120 Holger Megies: Kartierung, Datierung und umweltgeschichtliche Bedeutung der jungquartären Flussterrassen am unteren Inn. 2006. 224 Seiten, 73 Abbildungen, 58 Tabellen und 10 Karten. € 29,00

Heft 121 Ingmar Unkel: AMS-14C-Analysen zur Rekonstruktion der Landschafts- und Kulturgeschichte in der Region Palpa (S-Peru). 2006. 226 Seiten, 84 Abbildungen und 11 Tabellen. € 19,90

Heft 122 Claudia Rabe: Unterstützungsnetzwerke von Gründern wissensintensiver Unternehmen. Zur Bedeutung der regionalen gründungsunterstützenden Infrastruktur. 2007. 274 Seiten, 54 Abbildungen und 17 Tabellen. € 19,90

Heft 123 Bertil Mächtle: Geomorphologisch-bodenkundliche Untersuchungen zur Rekonstruktion der holozänen Umweltgeschichte in der nördlichen Atacama im Raum Palpa/Südperu. 2007. 246 Seiten, 86 z.T. farbige Abbildungen und 24 Tabellen. € 23,00

Bestellungen an:

Selbstverlag des Geographischen Instituts
Universität Heidelberg
Berliner Straße 48
D-69120 Heidelberg
Fax: ++49 (0) 62 21 / 54 55 85
E-Mail: hga@geog.uni-heidelberg.de
http://www.geog.uni-heidelberg.de/hga

HEIDELBERGER GEOGRAPHISCHE BAUSTEINE*

Heft 1 D. Barsch, R. Dikau, W. Schuster: Heidelberger Geomorphologisches Programmsystem. 1986. 60 Seiten. € 4,50

Heft 7 J. Schweikart, J. Schmude, G. Olbrich, U. Berger: Graphische Datenverarbeitung mit SAS/GRAPH – Eine Einführung. 1989. 76 Seiten. € 4,--

Heft 8 P. Hupfer: Rasterkarten mit SAS. Möglichkeiten zur Rasterdarstellung mit SAS/GRAPH unter Verwendung der SAS-Macro-Facility. 1990. 72 Seiten. € 4,--

Heft 9 M. Fasbender: Computergestützte Erstellung von komplexen Choroplethenkarten, Isolinienkarten und Gradnetzentwürfen mit dem Programmsystem SAS/GRAPH. 1991. 135 Seiten. € 7,50

Heft 10 J. Schmude, I. Keck, F. Schindelbeck, C. Weick: Computergestützte Datenverarbeitung. Eine Einführung in die Programme KEDIT, WORD, SAS und LARS. 1992. 96 Seiten. € 7,50

Heft 12 W. Mikus (Hrsg.): Umwelt und Tourismus. Analysen und Maßnahmen zu einer nachhaltigen Entwicklung am Beispiel von Tegernsee. 1994. 122 Seiten. € 10,--

Heft 14 W. Mikus (Hrsg.): Gewerbe und Umwelt. Determinaten, Probleme und Maßnahmen in den neuen Bundesländern am Beispiel von Döbeln / Sachsen. 1997. 86 Seiten. € 7,50

Heft 15 M. Hoyler, T. Freytag, R. Baumhoff: Literaturdatenbank Regionale Bildungsforschung: Konzeption, Datenbankstrukturen in ACCESS und Einführung in die Recherche. Mit einem Verzeichnis ausgewählter Institutionen der Bildungsforschung und weiterführenden Recherchehinweisen. 1997. 70 Seiten. € 6,--

Heft 16 H. Schmid, H. Köppe (Hrsg.): Virtuelle Welten, reale Anwendungen. Geographische Informationssysteme in Theorie und Praxis. 2003. 140 Seiten. € 10,--

Heft 17 N. Freiwald, R. Göbel, R. Jany: Modellierung und Analyse dreidimensionaler Geoobjekte mit GIS und CAD. 2. veränderte und erweiterte Aufl. 2006. 143 Seiten + 1 CD. € 15,--

Bestellungen an:
Selbstverlag des Geographischen Instituts
Berliner Straße 48, D-69120 Heidelberg
Fax: ++49 (0) 62 21 / 54 55 85
E-Mail: hga@geog.uni-heidelberg.de
http://www.geog.uni-heidelberg.de/hga

*Nicht aufgeführte Hefte sind vergriffen.

HETTNER-LECTURES

Heft 1 *Explorations in critical human geography*. Hettner-Lecture 1997 with Derek Gregory. Heidelberg. 1998. 122 Seiten. € 12,50

Heft 2 *Power-geometries and the politics of space-time*. Hettner-Lecture 1998 with Doreen Massey. Heidelberg 1999. 112 Seiten. € 12,50

Heft 3 *Struggles over geography: violence, freedom and development at the millennium*. Hettner-Lecture 1999 with Michael J. Watts. 2000. 142 Seiten. € 12,50

Heft 4 *Reinventing geopolitics: geographies of modern statehood*. Hettner-Lecture 2000 with John A. Agnew. 2001. 84 Seiten. € 12,50

Heft 5 *Science, space and hermeneutics*. Hettner-Lecture 2001 with David N. Livingstone. 2002. 116 Seiten. € 15,--

Heft 6 *Geography, gender, and the workaday world*. Hettner-Lecture 2002 with Susan Hanson. 2003. 76 Seiten. € 19,--

Heft 7 *Institutions, incentives and communication in economic geography*. Hettner-Lecture 2003 with Michael Storper. 2004. 102 Seiten. € 19,--

Heft 8 *Spaces of neoliberalization: towards a theory of uneven geographical development.* Hettner-Lecture 2004 with David Harvey. 2005. 132 Seiten. € 19,--

Heft 9 *Geographical imaginations and the authority of images.* Hettner-Lecture 2005 with Denis Cosgrove. 2006. 102 Seiten. € 19,--

Bestellungen an:

Franz Steiner Verlag GmbH
Vertrieb: Brockhaus/Commission
Kreidlerstraße 9
D-70806 Kornwestheim
Tel.: ++49 (0) 71 54 / 13 27-0
Fax: ++49 (0) 71 54 / 13 27-13
E-Mail: bestell@brocom.de
http://www.steiner-verlag.de