

**Quantifizierter spätquartärer Sedimenthaushalt eines mediterranen fluvialen
Einzugsgebiets (Rio Palancia, Spanien)**

Dissertation

zur Erlangung des Doktorgrades

der Naturwissenschaften

vorgelegt beim Fachbereich 11 Geowissenschaften / Physische Geographie

der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität

in Frankfurt am Main

von

Ralf Hoinkis

aus Augsburg

Frankfurt am Main (2010)

(D 30)

Vom Fachbereich Geowissenschaften / Physische Geographie

der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität als Dissertation angenommen.

Dekan: Prof. Dr. Robert Pütz

Gutachter: Prof. Dr. Jürgen Wunderlich

Prof. Dr. Oliver Sass

Datum der Disputation: 13.05.2011

Diese Arbeit ist meiner Tochter Ronja Franka Hoinkis gewidmet.

I	Inhalt	S. 4
II	Verzeichnis der Abbildungen	S. 7
III	Verzeichnis der Photos	S. 10
IV	Verzeichnis der Tabellen	S. 11
V	Abkürzungsverzeichnis	S. 13
VI	Lebenslauf	S. 158

I	Inhalt	
1	Einleitung.....	15
2	Das Arbeitsgebiet	18
2.1	Physiogeographische Situation.....	19
2.2	Stand der fluvial-geomorphologischen Forschung im Arbeitsgebiet.....	25
3	Konzept für das Sedimentbudget des Rio Palancia-Einzugsgebietes	27
4	Die Budgetkomponenten (BK) des Rio Palancia-Einzugsgebietes...	30
4.1	Methodik	30
4.1.1	Geoelektrische Vermessungen	33
4.1.2	Ground Penetrating Radar (GPR).....	33
4.1.3	Radar Stratigraphie Ansatz.....	33
4.1.4	Korngrößenbestimmung.....	36
4.1.5	Bestimmung des Gesamtkohlenstoffgehalts	36
4.1.6	pH-Wertbestimmung	36
4.1.7	Fe _d - und Fe _o - Anteilsbestimmung	36
4.1.8	Tonmineralanalyse	37
4.1.9	¹⁴ C-Datierung	37
4.1.10	Optically Stimulated Luminescence (OSL) Datierung	38
4.2	Budgetkomponenten.....	40
4.2.1	Hanglagen.....	40
4.2.1.1	Landwirtschaftlich ungenutzte Hanglagen.....	40
4.2.1.2	Terrassierte Hanglagen.....	41
4.2.2	Pedimente	43
4.2.3	Alloformation P.....	44
4.2.4	Alloformationen H1 und H2.....	48
4.2.5	Differenzierung zwischen den Alloformationen P, H1u und H2u	51
4.2.6	Alloformation H3	54
4.2.7	Das Rio Palancia-Flussdelta und die Küstenebene	58
4.2.8	Calciumkarbonatanteil.....	59
4.2.9	Organischer Kohlenstoffanteil	60
4.2.10	pH-Wert.....	61
4.2.11	Dithionit- (Fe _d) und oxalatlösliches Eisen (Fe _o).....	61
4.2.12	Mineralanalyse	65
4.2.13	Geophysikalische Attribute der BK	68
4.2.14	Ablagerungsalter der BK.....	73

5	Quantifikation der BK	80
5.1	Methodik	80
5.1.1	Kartierung und Speicherbestimmung der Hanglagen	81
5.1.1.1	Speicherbestimmung der landwirtschaftlich ungenutzten Hanglagen	81
5.1.1.2	Kartierung und Speicherbestimmung der landwirtschaftlich terrassierten Hanglagen.....	83
5.1.2	Kartierung und Speicherbestimmung der Pedimente und der P.....	86
5.1.2.1	Abgrenzung der Pedimente und der P von den Hanglagen.....	86
5.1.2.2	Speicherbestimmung der P	88
5.1.2.3	Speicherbestimmung der Pedimente	90
5.1.3	Kartierung und Speicherbestimmung der H1u und H2u	90
5.1.4	Kartierung und Speicherbestimmung der Hochflutsedimente	91
5.1.5	Kartierung und Speicherbestimmung der H3	91
5.1.6	Kartierung und Speicherbestimmung des Flussdeltas.....	92
5.1.7	Austragsbestimmung der P.....	93
5.1.8	Austragsbestimmung der H1u und H2u	94
5.1.9	Sedimentaustrag aus H3	96
5.2	Quantifikation der BK	96
5.2.1	Kartierung der BK	96
5.2.2	Sedimentspeicherung auf Hängen und in Pedimenten	99
5.2.2.1	Sedimentspeicherung in Pedimenten.....	99
5.2.2.2	Sedimentspeicherung in landwirtschaftlich ungenutzten Hanglagen.....	99
5.2.2.3	Sedimentspeicherung in den terrassierten Hanglagen.....	104
5.2.3	Sedimentspeicherung und Austrag der fluvialen BK	108
6	Veränderung der Flussbettbreite und des Gefälles im Holozän	112
6.1	Methodik	112
6.1.1	Bestimmung der relativen Höhenlagen der fluvialen BK und der Einschneidungsraten.....	112
6.1.2	Bestimmung der mittleren Paläotalweggradienten.....	113
6.1.3	Bestimmung der mittleren Paläoflussbettbreiten	113
6.2	Veränderung der Flussbettbreite und des Gefälles.....	114
6.2.1	Die relative Höhenlage der fluvialen Budgetkomponenten	114
6.2.2	Gefälleänderung	115
6.2.3	Degradierungs- und Einschneidungsraten.....	116
6.2.4	Flussbettverengung.....	119

7	Diskussion	121
7.1	Sedimentspeicherung auf den Hanglagen und ihre Konnektivität zum aktiven Gerinnebett	121
7.2	Pleistozäne Aggradation der P	124
7.3	Langzeitliche fluviale Degradation	128
7.4	Wechsel zum anthropogen gesteuerten Sedimentfluss	132
7.5	Sedimentfluss zwischen den BK	138
8	Schlussfolgerungen	142
9	Zusammenfassung	144
10	Danksagung	146
11	Schriftenverzeichnis	147

II Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1: A) Lage des Einzugsgebietes des Rio Palancia auf der Iberischen Halbinsel. B) Das Rio Palancia-Einzugsgebiet.....	18
Abb. 2: Geologie im Einzugsgebiet des Rio Palancia.....	20
Abb. 3: Lage der Untersuchungsstandorte im Einzugsgebiet des Rio Palancia.....	31
Abb. 4: 200-MHz-GPR-Profil und Geoelektrikprofil auf P und H2u Ablagerungen. A) markierte Reflexionsenden. B) eingezeichnete Radarfazie und Radarflächen. C) GPR Profil (Rohdaten) mit darüber projiziertenm Geoelektrikprofil und eingezeichneten Radarflächen. Abbildung nach Salat (2010).....	35
Abb. 5: A) Kartenausschnitt der fluvialen BK im Teileinzugsgebiet des Rio Seco. B) Querschnittsprofil I-II des Rio Seco-Tales.....	53
Abb. 6: A) Kartenausschnitt flussaufwärts von der Ortschaft Teresa im oberen Einzugsgebiet. B) Talquerprofil und Interpretation der alluvialen Talverfüllung.....	56
Abb. 7: Boxplot des Fe_o/Fe_d Verhältnisses mit Spannweite, Median, 25 %- bzw. 75 %- Quantil und Mittelwert (rotes Quadrat) der relativen Gewichtsprozentanteile differenziert nach P und H1u/H2u	62
Abb. 8: Laborergebnisse zu den in Photo 11 dargestellten Aufschlusssituationen im Teileinzugsgebiet des Rio Seco westlich von Altura. A) Aufschluss „Grube1“ und B) Aufschluss „WP 0842“.....	65
Abb. 9: Gestapeltes Balkendiagramm mit den Ergebnissen zur Mineralanalyse A) Aufschluss „Grube1“ und B) Aufschluss „WP 0842“.....	67
Abb. 10: A) 200-MHz-GPR-Profil quer über vier Terrassen B) Dazugehöriges, über das Radargramm gelegtes und an dessen Format angepasstes Geoelektrikprofil mit topographischer Korrektur. C) Geoelektrikprofil im originalen Format mit topographischer Korrektur.....	71
Abb. 11: A) Topographie-korrigiertes Geoelektrikprofil im Gerinnebett des Rio Palancia bei Soneja. B) Topographie-korrigiertes Geoelektrikprofil ca. 700 m flussabwärts von Almedijar.....	72
Abb. 12: Flussabschnitt mit Lage der Probennahmestandorte (Lab-ID) zu Datierungen des Rio Palancia von Bejis bis Torres Torres sowie vergrößerter Ausschnitt des Rio Seco Teileinzugsgebietes und des Rio Palancia südlich von Jerica.....	76
Abb. 13: Datierungsergebnis der Proben aus den allostratigraphischen Einheiten in Relation zur Zeitachse.....	78

Abb. 14: Datierungsergebnisse der Proben aus den jüngeren allostratigraphischen Einheiten bzw. Schichtgliedern, beginnend mit H2u und anderen Sedimentspeichern in Relation zur Zeitachse.....	79
Abb. 15: Virtuelle Schrägansicht auf die südliche Wasserscheide (650 m ü. NN) des Rambla de Gaibiel, die das Einzugsgebiet von dem des Rambla de Algimia trennt.....	84
Abb. 16: Schematische Darstellung zur Modellberechnung der Terrassengeometrie.....	86
Abb. 17: Schematische Darstellung zu den geometrischen Zusammenhängen der Modellierung der Untergrenze (UG) der Alloformation P	89
Abb. 18: Exemplarisch aus dem DGM extrahierte Talquerschnitte und Schnitte durch die modellierten Paläooberflächen sowie die modellierte UG zum mesozoischen Anstehenden. A) Talquerschnitt im mittleren Flussabschnitt des Rio Seco westlich von Altura. B) Talquerschnitt im mittleren Flussabschnitt des Rio Palancia ca. 1500 m flussabwärts von Navajas.....	93
Abb. 19: Semantische Blockdarstellung der vektoriellen Ebenenkonstruktion anhand der H2u	95
Abb. 20: Verteilung der BK im Rio Palancia-Einzugsgebiet. Die H1u und H2u wurden zusammengefasst, da sie auf dieser Skale nicht mehr zu differenzieren sind.....	98
Abb. 21: Anzahl der Aufnahmen für die Standortklassen der ungenutzten Hanglagen....	100
Abb. 22: Häufigkeitsverteilung der im Feld gemessenen Mächtigkeiten in ungenutzten Hanglagen.....	101
Abb. 23: Mittlere Mächtigkeiten der einzelnen Standortklassen der ungenutzten Hanglagen. Die rote Linie zeigt die gemittelte Mächtigkeit aus allen Standortklassen.....	102
Abb. 24: Terrassenbreiten/ -höhen-Quotient (B/H) im Verhältnis zur Hangneigung (α). Die Werte basieren auf den von den TIN-Modellen entlang 25 Profillinien entnommenen Daten. Die Hangneigung wurde über die gesamte Profillinie entnommen.....	104
Abb. 25: Diagramm zu Terrassenhöhe (H) und Terrassenbreite (B).....	106
Abb. 26: Diagramm zur mittleren Auflagemächtigkeit (M) und Terrassenbreite (B) der TIN-Geländemodelle.....	107
Abb. 27: Sedimentflussdiagramme: zeigen alle Elemente der Sedimentkaskade im Rio Palancia-Einzugsgebiet. A) Volumina [km^3] des Austrags und der Sedimentspeicherung. B) Angaben zum Austrag und der Sedimentspeicherung [$\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}$].....	111

Abb. 28: Aktuelles Tallängsprofil des Rio Palancia zwischen Sagunto und Jerica mit der Position der unteren Schichtflächen der kartierten H1u und H2u entlang des Hauptflusstales.....	116
Abb. 29: Säulendiagramm der mittleren Paläogerinnebettbreite der holozänen allostratigraphischen Einheiten bzw. der mittleren aktuellen Gerinnebettbreiten für den Rio Palancia und ausgewählte Teileinzugsgebiete.....	120
Abb. 30: Schematische Darstellung der Talentwicklung des Rio Palancia.....	127

III Verzeichnis der Photos

Photo 1:	Typischer Hangbereich im Einzugsgebiet der nicht landwirtschaftlich genutzt wird (Photo: Hoinkis).....	41
Photo 2:	Blick auf ausgedehnte landwirtschaftliche Terrassenanlagen, die hauptsächlich mit Olivenbäumen bestanden sind (Photo: Hoinkis).....	42
Photo 3:	Straßenanschnitt durch einen terrassierten Hang in der Nähe von Albalat dels Tarongers (Photo: Hoinkis)	43
Photo 4:	Blick nach Nordosten über die größte Pedimentfläche (Llanura de Barracas) im Einzugsgebiet des Rio Palancia (Photo: Hoinkis).....	44
Photo 5:	Ausgedehnte pleistozäne Talverfüllungen (P) im Teileinzugsgebiet des Rio Seco (Photo: Hoinkis).....	45
Photo 6:	Pleistozäne fluviale Sedimente (P) mit ca. 10 m Mächtigkeit, die einem <i>braided river</i> System zugeordnet werden können (Photo: Hoinkis).....	46
Photo 7:	A) Aufschluss der H1u und der P an der gegenüberliegenden Talseite von Navajas. B) 16 m hoher Aufschluss der H1u und P vom Talweg des Rio Palancia zwischen Alfara de Algimia und Torres Torres aus fotografiert. C) Ein Aufschluss der H1u ca. 1,5 km südwestlich von Jerica (Photos: Hoinkis).....	50
Photo 8:	Aufschluss der H2 und P ca. 2,5 km flussaufwärts von Estivella (Photos: Hoinkis).....	52
Photo 9:	Aufnahme der H3 und P im Barranco del la Rubia, etwa 800 m flussaufwärts von seiner Mündung in den Rio Seco (Photo: Hoinkis).....	55
Photo 10:	Aufnahme einer Rinnenfüllung mit unsortierten grobklastischen H3 -Ablagerungen, die in torrentielle P -Ablagerungen eingeschaltet sind (Photo: Houben).....	58
Photo 11:	A) Künstlicher Aufschluss „Grube1“ der P und H2 . B) Natürlicher Aufschluss „WP 0842“ der P und H2 (Photo: Hoinkis).....	64

IV Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1:	Laborwerte zum Kalkgehalt, zum org. Kohlenstoffanteil, zum pH-Wert, zum Illit-Anteil, zum Anteil der irregulären Wechsellagerung von Smektit und Illit und zu den elektrischen Widerstandswerten der einzelnen Alloformationen und ihrer Schichtglieder.....	60
Tab. 2:	Aufstellung der ¹⁴ C-Datierungen mit Labor ID, allostratigraphischer Einheit, geomorphologischer Form sowie Entnahmetiefe relativ zur Geländeoberfläche, Art der Kohlenstoffprobe und Menge, ¹⁴ C-Alter und kalibriertes Alter nach CALIB REV 6.0.0.....	74
Tab. 3:	Aufstellung der OSL-Datierungen mit Labor ID, allostratigraphischer Einheit, geomorphologischer Form sowie Entnahmetiefe relativ zur Geländeoberfläche, OSL-Alter in Kilojahren mit 10 %, 20 % und 25 % Streubreite zur Berechnung der mittleren Equivalenzdosis.....	75
Tab. 4:	Codierung des Zifferschlüssels, der als Grundlage des Rasterdatensatzes mit der Pixelgröße 20x20 m zur Reliefanalyse der ungenutzten Hanglagen dient.....	82
Tab. 5:	Planflächen der BK und des jeweiligen Flächenanteils am Einzugsgebiet. Die Summe der Flächenanteile liegt über 100 %, da sich die fluvialen Komponenten zum Teil überlagern. Darüber hinaus ist die terrestrische Fläche und die Gesamtfläche des holozänen Deltas dargestellt.....	99
Tab. 6:	Oberfläche, minimale, durchschnittliche und maximale Mächtigkeit sowie das errechnete Volumen der einzelnen Standortklassen. Die rot markierten Felder in der Tabelle zeigen an, dass hier Geländewerte fehlen. Für die durchschnittliche Mächtigkeit dieser Standortklassen wurde hier der Wert des Gesamtdurchschnitts eingesetzt	103
Tab. 7:	Plan- und Geländeoberfläche, Hangneigungsverteilung, Terrassenoberflächenneigung und Ergebnisse zur Modellrechnung für die drei Terrassenbreitenklassen.....	105
Tab. 8:	Aufstellung der Werte zum Austrag, zur Speicherung, zum Materialumsatz der BK . Für die holozänen fluvialen BK ist die flächenspezifische Aktivität im Paläogerinnebett angegeben. Je nach angewandter Methodik sind die Minimal-, Maximalwerte und durchschnittlichen Werte angegeben.....	110
Tab. 9:	Aufstellung der relativen Höhenlage in Metern über dem Talweg der Standorte der BK (Geländebefunde) und der modellierten Paläooberfläche der BK für das gesamte Einzugsgebiet sowie für den Rio Palancia und seine Nebenflüsse	115

- Tab. 10: Aufstellung der durchschnittlichen vertikalen Distanz (ΔH_D) zwischen den Erosionsdiskordanzen für die Talabschnitte mit den **H1u-** bzw. **H2u-** Vorkommen im Rio Seco und im Rio Palancia sowie die daraus errechneten durchschnittlichen Erosionsraten (E_r). Die Berechnungsgrundlage basiert auf den Datierungen im dazugehörigen Flussabschnitt.....118
- Tab. 11: Aufstellung der durchschnittlichen vertikalen Distanz (ΔH_D) zwischen den Erosionsdiskordanzen für die Talabschnitte mit den **H1u-** bzw. **H2u-** Vorkommen im Rio Seco und im Rio Palancia sowie die daraus errechneten durchschnittlichen Erosionsraten (E_r). Die Berechnungsgrundlage basiert auf den Datierungen der dazugehörigen Alloformationen.....118
- Tab. 12: Aufstellung der Paläoflussbettbreiten und der heutigen Gerinnebettbreiten in Metern für das gesamte Einzugsgebiet sowie für den Rio Palancia und seine Nebenflüsse.....119

V Abkürzungsverzeichnis

A	Fläche	GPS	<i>Global Positioning System</i>
α	Hangneigung	H	Höhe
Abb.	Abbildung	ΔH_D	relative Höhendifferenz zwischen den Erosionsdiskordanzen
AD	Anno Domini	H1	Alloformation H1
AMS	<i>Accelerator Mass Spectrometry</i>	H1o	oberes Schichtglied der Alloformation H1
BC	<i>Before Christ</i>	H1u	unteres Schichtglied der Alloformation H1
B	Fluss- bzw. Terrassenbreite	H2	Alloformation H2
C_{org}	organischer Kohlenstoff	H2o	oberes Schichtglied der Alloformation H2
cal. BC/AD	kalibrierte Kalenderjahre vor Christus/nach Christus	H2u	unteres Schichtglied der Alloformation H2
BK	Budgetkomponenten	H3	Alloformation H3
D	horizontaler Pufferabstand	HP	Polygonstützpunkte
DGPS	<i>Differential Global Positioning System</i>	ICV	<i>Instituto Cartográfico Valenciano</i>
DGM	digitales Geländemodell	IGME	<i>Instituto Geológico y Minero de España</i>
D_B	Degradationsbetrag	K1, K2, K3	Terrassenbreitenklasse-1, -2, und -3
E_r	Einscheidungsraten	ka	Kilojahre
Fe_d	dithionitlöslicher Eisenanteil	L	Laufänge
Fe_o	oxalatlöslicher Eisenanteil	Lab-ID	Labor-Identifizierungsnummer
FP	Hangfuß-interpolationspunkte	MIS	<i>Marine Isotopic Stage</i>
G	Grundfläche		
Gew.-%	Gewichtsprozent		
GIS	Geoinformationssystem		
GPR	<i>Ground Penetrating Radar</i>		

ML I-S irr.	irreguläre Wechselagerung Smektit/Illit	rel. %	relativer Prozentanteil
		rel. Gew.-%	relative Gewichtsprozent
ML I-S reg.	reguläre Wechselagerung Smektit/Illit	ΔT	Zeitdifferenz
		TB	Terrassenflächenbreite
MT	Terrassenmächtigkeit	TIN	<i>Triangular Irregular Network</i>
M	Mächtigkeit		
\bar{n}	Normalenvektor	Tab.	Tabelle
n	Stichprobenumfang	TP	Tiefenlinienpunkte
NACSN	<i>North American Commission on Stratigraphic Nomenclature</i>	UG	untere Grenze
		V	Volumen
		Z	Höhe über NN
OSL	<i>Optically Stimulated Luminescence</i>	ΔZ	Höhenänderung
P	Alloformation P		

1 Einleitung

Fluviale Sedimente und Ablagerungen aus küstennahen Bereichen werden häufig untersucht, um auf Ursachen für geänderte Umweltbedingungen, wie z. B. Klimawandel, Meeresspiegelschwankungen, tektonische Aktivitäten bzw. menschliche Einflussnahme, zu schließen. Für den mediterranen Raum gibt es zahlreiche Untersuchungen des fluvialen Formenschatzes bzw. seiner Sedimente, die als Indikatoren für die geomorphologische Wirksamkeit der quartären bzw. holozänen Klimaentwicklung herangezogen werden (Fumanal, 1990; Gutiérrez Elorza & Peña Monné, 1998; Santisteban & Schulte, 2007; Schulte et al., 2008; Segura Beltran, 1995; Thorndycraft & Benito, 2006a; 2006b; Woodward et al., 2001). Hinweise auf wechselnde hydroklimatische Einflüsse geben Untersuchungen von *slackwater deposits*, die auf Hochflutereignisse innerhalb des letzten Jahrtausends zurückgehen, siehe z. B. Benito et al. (2008). Hohe Reliefenergie und damit eine beschleunigte Sedimentlieferungsrate zu den Talböden hin wird in vielen küstennahen mediterranen Einzugsgebieten auf neotektonische Aktivitäten zurückgeführt (Altin, 2009; Amit et al., 1995; Kuzucuoglu, 1995; Lewin et al., 1995; Macklin et al., 1995; Maddy et al., 2008; Mather & Harvey, 1995). Andere Arbeiten (Antonioli et al., 2009; Brückner, 1982; Kelletat et al., 1999; Pirazzoli, 2005; Sabatier et al., 2006; Santoro et al., 2009; Stanley & Warne, 1993; Wunderlich, 1989) beschäftigen sich mit Deltaablagerungen und/oder fluvial genährten Küstenablagerungen, um den Anteil für das Zusammenspiel von fluvialer Sedimentanlieferung, Strandversatz und Änderungen in den Sedimentationsräumen durch Tektonik und relative Meeresspiegelschwankung zu erklären. Wieder andere Arbeiten heben die menschliche Einflussnahme auf die Vegetation und den dadurch veränderten Sedimentfluss hervor (Batalla & Sala, 1995; Cerda, 1998; Gutierrez Elorza & Peña Monné, 1990; Hooke, 2006; Kirkby et al., 2002; Thornes, 1976; Wainwright, 1994). García Ruiz (2010) bietet dazu einen Überblick über die Landnutzungsgeschichte, Nutzungsart und ihre Auswirkung auf Erosion und Bodendegradation für die spanische Halbinsel.

Jedoch stehen die seit langem etablierten Interpretationen von zum Teil aus unabhängigen Geoarchiven geschlossenen linearen Zusammenhängen über Ursache und Wirkung, den systembasierten, quantifizierten und einzugsgebietsweiten Ansätzen entgegen. Da letztere Ansätze eher rar sind, wird hier ein quantifizierter Sedimenthaushalt vorgestellt, der für das Einzugsgebiet des Rio Palancia (Spanien) die Sedimentproduktion und den -transport aus dem Hinterland über die Sedimentpfade mit der (Zwischen-)Speicherung und der Lieferung in das Flussdelta verbindet. Das Ziel ist es, mit Hilfe von quantitativen Informationen über den spätquartären Sedimentfluss den anteiligen Einfluss seiner Steuergrößen wie Neotektonik, Klimawandel, Meeresspiegelschwankungen und menschliche Einflussnahme in einem fast 1000 km² großen Einzugsgebiet zu klären. Hierbei sollen mögliche Interaktionen von natürlichen und anthropogenen Einflüssen innerhalb der Sedimentkaskade im Untersuchungsgebiet näher beleuchtet werden. Neben den Auflösungsproblemen, die eine Untersuchung über eine große Raum- bzw. Zeitskala mit sich bringt, liegt der Vorteil bei diesem Ansatz in der Möglichkeit, auch nicht-lineare Ursache-Wirkungs-Gefüge, die sich in asynchron ausgeprägten Sedimentflüssen bzw. daraus resultierender ungleichmäßiger räumlicher Verteilung von Sedimentspeichern manifestieren, aufzudecken. Die über den langen Betrachtungszeitraum mögliche Überlagerung von verschiedenen Steuermechanismen, die das System bestimmen, können hierbei erforscht, eingegrenzt und beurteilt werden. Der gewählte Ansatz ermöglicht es dabei, quantitative Aussagen zu systemprägenden geomorphologischen Vorgängen, weiteren, quantitativ bestimmbareren Einflussfaktoren, wie z. B. tektonisch bedingten Bewegungen und Meeresspiegelschwankungen, gegenüber zu stellen. Des Weiteren können Outputgrößen des betrachteten Systems mit bekannten Speichergrößen, die außerhalb des Einzugsgebietes liegen (Delta), verglichen werden, um so den Sedimentoutput unabhängig von Datierungen in einen relativen chronologischen Kontext zu stellen.

Die angewandte methodische Herangehensweise verbindet darüber hinaus intensive geomorphologische und sedimentologische sowie geophysikalische Geländearbeiten mit hochauflösenden Geodaten, um punktuell gewonnene Informationen in den Raum zu transferieren. Hierbei wurde die geometrische Lage von Diskordanzen, für deren Entstehung grundlegende Veränderungen der fluvialen Dynamik im System verantwortlich sind, auf Einzugsgebietsebene in Bezug gesetzt. Die angewandte Kombination ermöglicht es, die aus den verschiedenen Methoden gewonnenen Erkenntnisse gegenseitig zu validieren. So können

einerseits Informationen aus Geländebegehungen eine objektivere Interpretation der vorhandenen Geodaten ermöglichen, andererseits können Geodaten den oft fehlenden Gesamtüberblick im Gelände erheblich verbessern.

Diese Arbeit beginnt im Kapitel 2 mit einer Einführung in die Lage und Größenordnung des Arbeitsgebietes und greift den Stand der regionalen Forschung zur Geologie und Tektonik, zur allgemeinen Geomorphologie, zur Deltaentwicklung, zur Klimageschichte und zur Landnutzungsgeschichte auf. Ein Unterkapitel beschäftigt sich speziell mit dem Stand der fluvial-geomorphologischen Forschung im Einzugsgebiet des Rio Palancia. Das Kapitel 3 beschreibt das Konzept des angewandten Sedimentbudgets. Um der Komplexität dieser Arbeit besser gerecht werden zu können, wurde der Methoden- und Ergebnisteil dreigeteilt und wie folgt gegliedert: Kapitel 4 behandelt die einzelnen Bestandteile des Sedimentbudgets (**BK**) entlang der Sedimentkaskade. Es wird die Methodik, die zu ihrer Identifikation, Klassifikation und zur Bestimmung ihrer physikalischen und chemischen Attribute sowie zu ihrer Alterseinschätzung geführt hat, dargestellt. Der Ergebnisteil beschreibt ihre geomorphologische und sedimentologische Gestalt sowie ihre Charakteristika, Bestimmungs- und Unterscheidungsmerkmale. Das Kapitel 5 behandelt die Quantifikation der Speicher und des Austrages der einzelnen **BK**. Neben der Beschreibung der direkten und indirekten Vermessungen einzelner Speicher werden hier die Modellannahmen, die zur geometrischen GIS-Modellierung von Sedimentkörpern und Paläoflächen geführt haben, dargestellt. Das Kapitel 6 behandelt die holozäne Veränderung der Flussbettbreiten sowie die holozäne Gefälleänderung des Rio Palancia und seiner Nebenflüsse. Nach der Beschreibung der Ermittlung der Werte werden dann im Ergebnisteil dieses Kapitels die Veränderungen dargestellt. Im Kapitel 7 werden anschließend alle Ergebnisse zusammen, zum einen nach der chronologischen Landschaftsentwicklung und zum anderen hinsichtlich der Bedeutung der **BK** für das Einzugsgebiet des Rio Palancia, diskutiert. Das Kapitel 8 fasst die wichtigsten Erkenntnisse aus dieser Arbeit zusammen.

2 Das Arbeitsgebiet

Das Einzugsgebiet des Rio Palancia liegt an der spanischen Mittelmeerküste „Costa del Azahar“ (valencianisch „Costa de la Tarongina“) ca. 20 km nördlich von Valencia. Die Lauflänge des Rio Palancia, von der Quelle bis zum Meer, beträgt etwa 89 km und sein Einzugsgebiet nimmt eine Fläche von knapp 969,9 km² ein (Abb. 1).

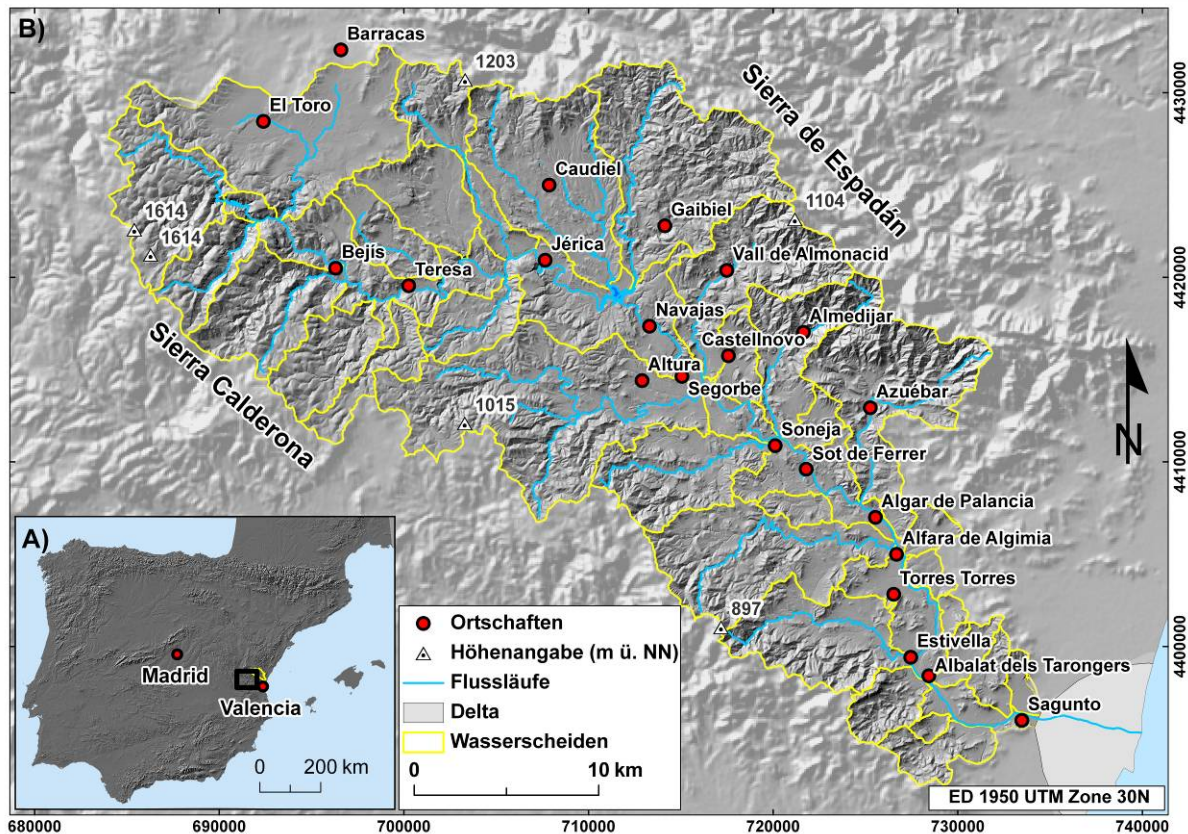


Abb. 1: A) Die Lage des Einzugsgebietes des Rio Palancia auf der Iberischen Halbinsel. Grundlage ist ein SRTM-Schattenmodell. B) Das Rio Palancia-Einzugsgebiet. Grundlage ist ein Schattenmodell errechnet aus dem Digitalen Höhenmodell des Instituto Cartográfico Valenciano (ICV). Es sind nur Ortschaften dargestellt, die in dieser Arbeit als Orientierungshilfe zur ungefähren Lage der Standorte erwähnt werden.

Die Wasserscheide läuft über zwei markante Gebirgszüge. Es erstrecken sich im NNO die Erhebungen der Sierra de Espadán mit bis zu 1180 m ü. NN und im SSW die Sierra Calderona (südlicher Teil der Sierra de Javalambre), deren Gipfel sich im Einzugsgebiet bis knapp über 1600 m ü. NN erheben. Die südlichen Ausläufer der Iberischen Kette, zu denen diese beiden Gebirgszüge gehören, grenzen an den Golf von Valencia. Der Rio Palancia mündet bei Sagunto ins Mittelmeer, dort beliefert er sein progradierendes Flussdelta (Rey & Fumanal, 1996).

2.1 Physiogeographische Situation

Die Geologie des Einzugsgebietes wird von mesozoischen Sedimentgesteinen gebildet. Diese liegen einem paläozoischen Grundgebirge auf. Die Sedimentgesteine bauen im Untersuchungsgebiet die Ausläufer der Iberischen Kette auf (IGME, 1973a, 1973b, 1974, 1976a, 1976b). Im NNO des Arbeitsgebietes wird das Anstehende der Sierra de Espadán bzw. im S das der Sierra de Calderona von triassischen Sedimentsteinen dominiert (Abb. 2), wohingegen im N und NW die jurassischen Kalke und Dolomite vorherrschen. Die triassische Serie klastischer Sedimentgesteine ist terrigen abgelagert, sie enthalten aber auch triassische Evaporite, die im Schelfbereich gebildet wurden. Demgegenüber sind die Kalke und Dolomite des Jura marin geprägt (Schönenberg & Neugebauer, 1987; Van Wees et al., 1998). Der Übergang vom terrigenen zum marinen Ablagerungsbereich resultierte aus der kontinuierlichen Senkung des Gebietes. Dieser Vorgang begann am Übergang von Perm zu Trias, nur unterbrochen durch kleinere Hebungs- und Ruhephasen, und dauerte bis zum Tertiär an (Capote et al., 2002; Van Wees et al., 1998). Kreidezeitliche Kalke, Sand- und Tonsteine treten immer wieder im Abschnitt zwischen Bejis und Sot de Ferrer zu Tage (IGME, 1973a, 1973b, 1974, 1976a, 1976b; Van Wees et al., 1998). Mit dem Beginn des Känozoikums änderte sich das tektonische Regime. Die vorherrschende Dehnung (distensive Phase) ging in eine Kompression über, welche das variszische Grundgebirge mit seinen darauf liegenden mesozoischen und syntektonischen tertiären Ablagerungen beeinflusste. Hierbei wurden entlang der variszischen und postvariszischen Störungen Bewegungen in Gang gesetzt, die zu partiellen Hebungen führten (Capote et al., 2002). Somit ist das Tertiär hauptsächlich terrigen geprägt. In diese Ablagerungen schalten sich lokal Serien von lakustrinen Carbonaten ein (IGME, 1973b, 1974, 1976a). Spätere tektonische Aktivitäten treten im ausgehenden Miozän, dominiert durch den Grabenbruch im Trog von Valencia, sowie an der Grenze Pliozän-Pleistozän in der Iberischen Kette auf (Capote et al., 2002; Roca, 2001; Simón Gómez, 2007; Simón Gómez et al., 1983). Somit repräsentieren diese neogenen Sedimente im Einzugsgebiet des Rio Palancia die initiale Phase der Talentwicklung.

Die tektonischen Strukturen der südlichen Iberischen Kette werden von Horst- und Grabensystemen geprägt. Die intensive Zerlegung in Bruchschollen ist auf oben erwähnte neotektonische Aktivitäten zurückzuführen, die während Dehnungsphasen im Pliozän und Oberen Pleistozän weite Bereiche der Iberischen Kette erfassten (Calvo Cases et al., 1983; Canerot et al., 1984; Peña et al., 2000; Simón Gómez, 2007; Simón Gómez et al., 1983).

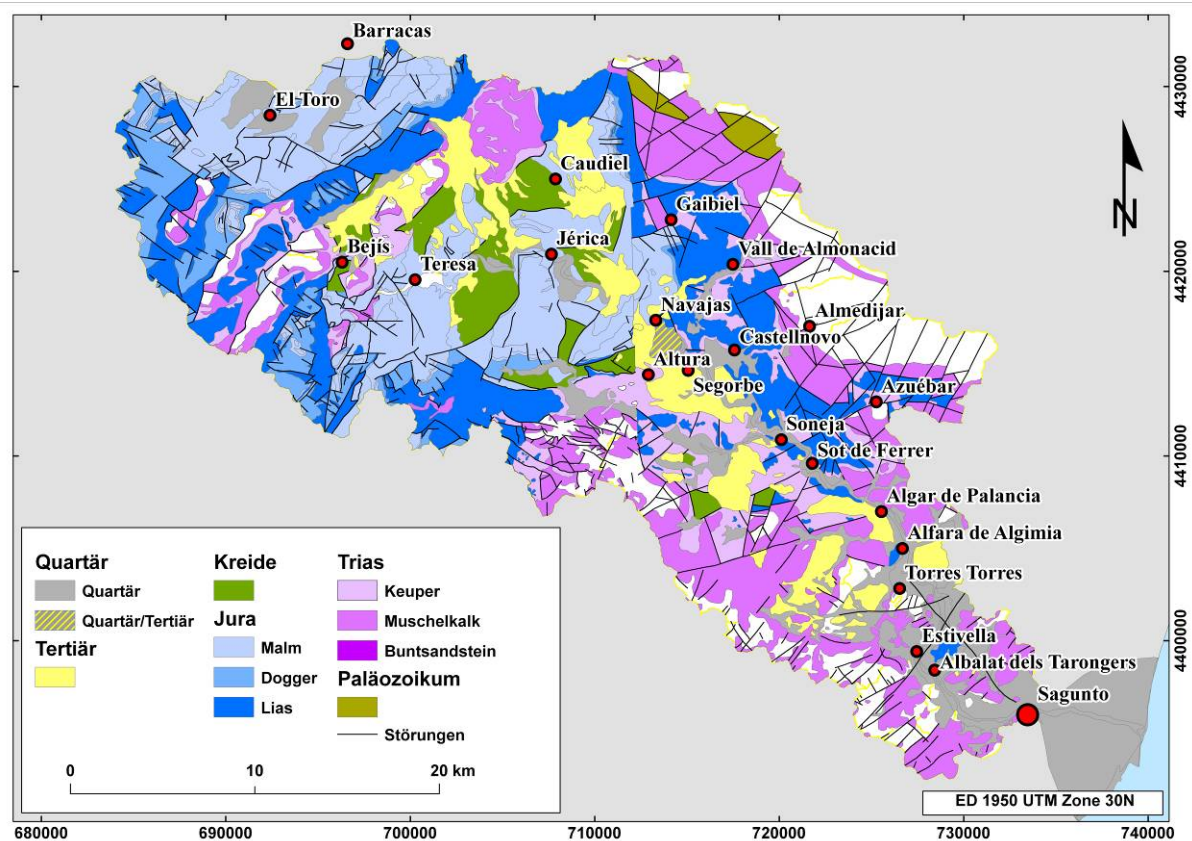


Abb. 2: Geologie im Einzugsgebiet des Rio Palancia. Digitalisiert und harmonisiert nach IGME (1973a, 1973b, 1974, 1976a, 1976b).

Rezent scheinen tektonische Aktivitäten nur in einem sehr geringen Maße das Relief zu beeinflussen. Silva et al. (2003) bewerten die tektonische Aktivität in der Sierra de Calderona für das Holozän als relativ schwach, nach Modellberechnungen auf Basis von morphometrischen Analysen. Calvo Cases et al. (1983) konnte keine morphologischen Anzeichen für neotektonische Aktivität im Holozän in seinem etwas nördlicher gelegenen Untersuchungsgebiet entdecken. Im Gegensatz dazu berichtet Diaz del Rio (1986) über fortgesetzte Aktivität im marinen Küstenbereich von Valencia. Er zeigt mit geologischen und geophysikalischen Methoden, dass die distensive Phase noch immer andauert. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass die kontinuierliche Absenkung des Valencianischen Troges im nördlichen Bereich des Golfes von Valencia (Acosta Yepes & Herranz Cano, 1983; Morgan & Fernandez, 1992) die Bildung des holozänen Deltas des Rio Palancia begünstigt hat.

Das Relief des Einzugsgebietes wird geprägt durch die Zerlegung des geologischen Untergrundes in zahlreiche Bruchschollen, hervorgerufen durch neotektonische Aktivitäten. Im nördlichen Bereich sind markanten Erhebungen aus jurassischen Kalken und Dolomiten

reliktischen Pedimenten vorgelagert (Estrela Navarro, 1986; Perez Cueva, 1988; Segura Beltran, 1995). In dieser Arbeit wird der Begriff Pedimente nach Rohdenburg (1971) verwendet und bezieht sich allgemein auf Abtragungsfußflächen. Generell orientieren sich die Gewässerläufe an vorgegebenen tektonischen Bruchlinien der Iberischen Kette (NNW-SSE bzw. ENE-WSW); (Estrela Navarro, 1986; Segura Beltran, 1995). An vielen Stellen wurden die Strukturen durch den Rio Palancia bzw. seine Nebenflüsse antezedent durchschnitten und bilden steile Engtäler wie z. B. bei Jérica, nördlich von Navajas, und zwischen Sot de Ferrer und Algar de Palancia. Der nordwestlichste und der östliche Bereich sind aufgrund der dominierenden erosionsresistenten jurassischen Kalke, z.T. triassische Kalke und kompakte triassische Sandsteine, durch steile Hänge und gestreckte Kerbtäler geprägt. Dagegen weisen die südwestlichen und die südlichen Teileinzugsgebiete des Untersuchungsgebietes, in denen weitgehend die triassischen Mergel und Tonsteine anstehen, generell breitere Talformen mit flacheren Hangneigungen auf. Somit ist im mittleren und unteren Abschnitt des Rio Palancia Talverlaufs ein wiederkehrender Wechsel aus Engstellen und Talweitungen zu verzeichnen. Der morphologische Charakter der Talböden in der Region Valencia, wie auch im Einzugsgebiet des Rio Palancia, wird durch in Lockersedimente eingeschnittene Flussläufe bestimmt (Segura Beltran, 1995). Typisch ist auch eine terrassenförmige Gliederung der neogenen und quartären Talböden (Estrela Navarro, 1986; IGME, 1973b, 1974, 1976a). Im oberen Einzugsgebiet sind die quartären Ablagerungen wenig verbreitet und beschränken sich auf schmale Terrassen entlang der Flüsse (Segura Beltran, 1995). In den unteren Flussabschnitten dagegen bilden sie, besonders in Talweitungen, breite Talsohlen aus. Auffällige Karstformen wie die isolierte Polje *Prado de Lagunas* bei Segorbe (Estrela Navarro, 1986) spielen im Einzugsgebiet aus geomorphologischer Sicht eine eher untergeordnete Rolle.

Auf den landwirtschaftlich ungenutzten Hangflächen liegt nur eine sehr geringmächtige Verwitterungsschuttdecke auf und ungestörte Bodenhorizonte fehlen. Ausnahmen bilden höher gelegene konkave Bereiche, in denen sich eingespülte pleistozäne Sedimente halten konnten. Von ähnlichen morphologischen Verhältnissen berichten z. B. Butzer & Mateu (1999) aus benachbarten Einzugsgebieten.

Der Aufbau des Deltas steht im Zusammenhang mit dem Meeresspiegelanstieg seit dem Oberen Pleistozän. Der Meeresspiegel lag während des *Marine Isotopic Stage* (MIS) 2 ca.

120 m tiefer (Stewart & Morhange, 2009). Zwischen 14050 BC und 4050 BC flutete das transgredierende postglaziale Meer die Küstenebene von Valencia (Aura et al., 1998; Stewart & Morhange, 2009). Um 7050 BC lag der Meeresspiegel noch 40 m unter dem heutigen Stand (Shackleton & Van Andel, 1985). Der maximale Meeresspiegelhochstand war mit der Flandrischen Transgression (ca. 5500 BC) erreicht (Bardaji et al., 1987; Brückner, 1986; Carmona, 2003; Goy et al., 1986; Goy et al., 1996; Somoza et al., 1987; Viñals & Fumanal, 1995). Untersuchungen aus dem gesamten Mittelmeerraum zeigen, dass sich nach dem Abschmelzen des eiszeitlichen nördlichen Eisschildes um 4050 BC ein weitgehend stabiles Meeresspiegelniveau einstellte (Pirazzoli, 2005).

Die Variationen des pleistozänen Klimas auf der Nordhemisphäre, mit Temperaturschwankungen von 8°C bis 15°C und ariden Bedingungen während der Kältephasen (Huber et al., 2006), hatten unmittelbaren Einfluss auf die Vegetation im westlichen mediterranen Raum, wie pollenanalytische Untersuchungen zeigen (Allen & Huntley, 2000; Fletcher & Goni, 2008; Roucoux et al., 2001). Das holozäne Klima zeigte dagegen keine vergleichbaren Amplituden. Die Entwicklung des holozänen Klimas beginnt im mediterranen Raum mit einer feuchteren Phase (ca. 9500–5000 BC). Darauf folgt eine Übergangsphase (ca. 5000–3500 BC) zu einem allmählich trockener werdenden Klima, das dem heutigen mediterranen Klimatypus entspricht (Allue et al., 2009; Dorado Valiño et al., 2002; Gil García et al., 2002; Heim et al., 1997; Jalut et al., 2000; Jalut et al., 2009). Aus dem Vergleich von Pollenanalysen entlang der spanischen und französischen Mittelmeerküste schließen Jalut et al. (2000), dass sich dieser Klimatyp, von Süden expandierend, ab ca. 5900 cal. BC im Raum Valencia (39–40° N) etablierte. Terral & Mengual (1999) schließen aus ihren dendroökologischen Untersuchungen von Holz und Holzkohleproben aus der valencianischen Region, dass der Einzug des modernen mediterranen Klimas innerhalb dieser Breitengrade um ca. 1000 BC im Bezug auf Niederschlag und Temperatur vollendet war.

Terral & Arnold-Simard (1996) argumentieren, dass dieser Vorgang mit zunehmender Aridität einherging. Nach Terral & Mengual (1999) lagen die jährlichen Niederschläge bis etwa 3000 BC um 300 mm höher und die Jahresmitteltemperatur um etwa 3°C niedriger als heute. War das Klima zur römischen Kaiserzeit noch durch feuchtere Intervalle geprägt, so waren die letzten 2000 Jahre durch vergleichsweise trockenere Bedingungen charakterisiert (Gil García et al., 2002; Jalut et al., 2000; Reale & Dirmeyer, 2000; Roberts et al., 2004; Zanchetta et al.,

2007). Verstärkte Häufungen von Hochflutaktivitäten (760–370 cal. BC, 50 cal BC–120 cal AD und 1040–1450 cal AD) deuten darauf hin, dass diese klimatischen Bedingungen Fluktuationen unterworfen waren, wie Benito et al. (2008) anhand von Radiokohlenstoff-Datierungen aus Hochflutsedimenten und *slackwater deposits* für die letzten 3000 Jahre auf der Iberischen Halbinsel zeigen konnten. Barriandos Valle & Martin Vide (1998) zeigen, dass sich Niederschlagsmaxima mit hohen Intensitäten, die in den Einzugsgebieten um den Golf von Valencia mit überwiegend maritimem Einfluss seit dem 14. Jahrhundert bis zum 19. Jahrhundert katastrophale Überschwemmungen ausgelöst haben, vor allem auf die Monate September bis Oktober konzentrierten.

Die gegenwärtige klimatische Situation im Arbeitsgebiet wird durch ein typisch mediterranes Klima bestimmt, das dem Einfluss des subtropischen Hochdruckgürtels im Sommer und der außertropischen Westwindzone im Winter ausgesetzt ist. Die jährliche Durchschnittstemperatur beträgt 17,8°C (11,5°C im Januar, 25,5°C im August, in Valencia) bzw. 17,0°C (10,4°C im Januar, 25,0°C im August, in Castellón). Die jährliche Niederschlagsmenge beträgt bei hoher interannualer Variabilität etwas weniger als 454 mm (Valencia) bzw. 442 mm (Castellón). Die Niederschläge fallen vor allem im Frühjahr und Herbst (AEMet, 2009). Im Herbst kommt es häufig zu Niederschlägen mit sehr hohen Intensitäten (López-Bermúdez & Romero-Díaz, 1993). Im Raum Valencia konnten Niederschläge mit 24 h Dauer gemessen werden, die an die mittlere jährliche Niederschlagssumme heranreichen, wie im Oktober 1982 in Cofrentes (426 mm). Am 3. Oktober 1987 wurde diese Niederschlagssumme in Oliva (817 mm) sogar bei weitem übertroffen (Sala & Coelho, 1998b). Bei solchen Starkregenereignissen kommt es zu einem rapiden Ansteigen des Wasserlevels, somit können in kürzester Zeit starke Schäden verursacht werden (Poesen & Hooke, 1997). Die Sommermonate Juni, Juli und August sind dagegen nahezu niederschlagsfrei (AEMet, 2009). Zwischen 1960 und 1990 gab es 26 Überschwemmungsereignisse mit Abflussmengen von $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ bis $145 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ im oberen Rio Palancia zu verzeichnen, wohingegen sich die Niedrigwasser-Abflussmengen zwischen $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ und $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ bewegen und dabei sind weite Bereiche der Tiefenlinien das meiste Jahr über trocken gefallen (Palanca Galindo, 1999).

Für die landwirtschaftliche Nutzung stellen Flussterrassen und Überschwemmungsebenen, im durch hohe Reliefenergie geprägten mediterranen Raum, trotz der starken Gefährdung durch

Überflutung wichtige ökonomische Standorte dar (Hooke & Mant, 2002). Obwohl der Mensch im Paläolithikum in der Region um Valencia vertreten war (Pericot Garcia & Ripoll Perello, 1960; Villaverde et al., 1998), belegen archäologische Funde und Pollenanalysen landwirtschaftliche Nutzungen in begrenztem Umfang auf flachen Talböden und Küstenebenen im Raum Valencia und Castellon erst ab dem Neolithikum (Barton et al., 1999; Butzer, 2005; Dupré, 1995; Mc Clure et al., 2009), welches im östlichen Spanien etwa um 5500 BC begann (Barton et al., 1999; Bernabeu et al., 1989). Im Gegensatz dazu wurde im Hinterland nur vereinzelt auf gerodeten Flächen Landwirtschaft betrieben (Carrión et al., 2001; Riera Mora & Esteban Amat, 1994). Intensivere Landnutzung auf den Talböden mit Bewässerungskanälen etablierte sich zwischen Algar de Palancia und Sagunto erst ab dem 3. Jahrhundert BC (Butzer et al., 1985). Die römische Periode etwa 200 BC bis 300 AD (Bonet & Ribiera, 2003) war geprägt durch eine erfolgreiche Bewässerungslandwirtschaft. Mit dem Zusammenbruch der römischen Herrschaft in Spanien erfolgte bis zum 6. Jahrhundert AD ein starker ökonomischer Abschwung, einhergehend mit einem Bevölkerungsrückgang und einer Reduzierung der landwirtschaftlich genutzten Flächen (Ribiera & Rossello, 2003). Eine Erholung der Wirtschaft erfolgte während der zweiten Hälfte der westgotischen Herrschaft im 6. und 7. Jahrhundert AD (Butzer et al., 1985). Interessanterweise gibt es aus regionalen palynologischen Untersuchungen Belege für beträchtliche Brandrodungs- und Abholzungsaktivitäten u. a. für diesen Zeitabschnitt (Carrión et al., 2001; Riera Mora & Esteban Amat, 1994). Nach der arabischen Eroberung im Raum zwischen Valencia und Castellon im Jahre 714 AD wurde das bestehende Bewässerungssystem übernommen und weiter ausgebaut (Butzer et al., 1985). Es erfolgte mit dem Bau von Terrassenanlagen auch eine Expansion der landwirtschaftlichen Nutzflächen bis in die steilen obersten Hangbereiche (Butzer, 2005), wobei es sich nach Butzer bei dieser landwirtschaftlichen Technik um eine der frühesten Formen der effektiven Bodenkonservierung handelt.

In der Provinz Valencia ist der bedeutendste Rückgang der Waldvegetation nach Sala & Coelho (1998a) in die römische Herrschaftszeit zu setzen. Im Frühmittelalter befand sich in der Sierra de Espadán eine geschlossene Waldvegetation (*Pinus Sylvestris*) nur noch oberhalb 1600 m (Butzer, 2005). Damit ist für das Einzugsgebiet des Rio Palancia eine geschlossene Waldvegetation für diese Zeit ausgeschlossen. Dieser Zustand scheint noch bis in die Neuzeit unverändert, denn in Butzer et al. (1986) wird ein Reisebericht aus der Mitte des

16. Jahrhunderts zitiert, der vollkommen gerodete Hänge in der Sierra de Espadán beschreibt. Heute sind große Flächen der steileren Hänge im Einzugsgebiet wieder bewaldet. Verstärkte Bemühungen um den Erhalt und die Aufforstung haben in jüngerer Zeit bewirkt, dass gegenwärtig über 40 % der Sierra de Espadán wieder unter Waldvegetation steht (Martinez & Cabó, 1992).

Es werden vor allem, wie schon zu römischen Zeiten, Oliven (Butzer et al., 1985; Terral & Arnold-Simard, 1996), später Johannisbrot, Orangen und andere Zitrusfrüchte, aber auch Mandeln und Kakis angebaut. Auch heute noch wird das Landschaftsbild von landwirtschaftlichen Terrassen bestimmt. Für die letzten Jahrzehnte ist ein sichtbarer Trend hin zur Aufgabe von landwirtschaftlich genutzten Terrassen in Berglagen zu verzeichnen (Marco Molina et al., 1996). So sind auch im Arbeitsgebiet die, in steilen schwer zugänglichen Bereichen, angelegten Terrassen zum Teil wieder aus der Nutzung genommen. Seit einigen Jahren werden, vor allem im unteren Einzugsgebiet auf den breiteren Talböden und flachen Unterhängen, die kleinflächigen Terrassen mit großem maschinellen und bauchemischem Aufwand zu großflächigen Anbauflächen vereinigt.

2.2 Stand der fluvial-geomorphologischen Forschung im Arbeitsgebiet

Bisherige Arbeiten im Arbeitsgebiet gehen auf eine geologische Kartierung (IGME, 1973a, 1973b, 1974, 1976a, 1976b) und Arbeiten von Estrela Navarro (1986), Perez Cueva (1985; 1988) und Segura (Segura Beltran, 1995, 1990) zurück. Die allgemeine morphostratigraphische Situation von fluvial degradierten, mächtigen pleistozänen Sanden und Kiesen im Arbeitsgebiet ist mit dem regionalen Erscheinungsbild in der Region von Valencia vergleichbar (Segura Beltran, 1995). Perez Cueva (1985) unterscheidet im Einzugsgebiet des Rio Palancia auf Basis von Luftbilddaufnahmen und Geländeaufnahmen vier quartäre Terrassenniveaus. Auf Grundlage der Arbeiten von Perez Cueva (1985) erweitert Estrela Navarro (1986) die Terrassenabfolge und identifiziert vier pleistozäne und zwei holozäne fluviale Terrassenniveaus im mittleren Flussabschnitt des Rio Palancia zwischen Navajas und Sot de Ferrer. Die chronostratigraphische Einschätzung basiert auf morphostratigraphischen Merkmalen wie der relativen Höhenlage der Terrassenkanten über dem Talweg, der Ablagerungsstruktur, dem Verwitterungsgrad und der sekundären Kalkausfällung. Das nach Estrela Navarro (1986) älteste pleistozäne (Unteres Pleistozän) Terrassenniveau (T₃) befindet

sich 40 m über dem heutigen Talweg. Diese Ablagerungen werden als stark zergliedert beschrieben und sind nur noch reliktsch vorhanden. Ihre fluviale Fazies weist dabei eine rötliche Matrix mit partiellen sekundären Kalken auf. Das nächste Terrassenniveau (T_2) befindet sich 20–30 m über dem aktuellen Talweg und wird ins Mittlere Pleistozän gestellt. Der über 10 m mächtige Terrassenkörper endet an steilen Erosionskanten, denen komplexe sekundäre Kalke die nötige Stabilität geben. Zu den Hängen hin schließen diese fluvialen Ablagerungen an Reste von Pedimenten an. Zwei weitere Terrassenniveaus stammen nach Estrela Navarro aus dem Oberen Pleistozän. Diese etwa 5 m mächtigen Terrassenniveaus befinden sich 18–20 m (T_{1-2}) bzw. 10–15 m (T_1) über dem heutigen Talweg. Das Terrassenniveau (T_0), das Estrela Navarro ins Holozän stellt, liegt 3–6 m über dem heutigen Talweg. Im unteren Flusslauf des Rio Palancia besteht das T_0 -Niveau noch aus weiteren untergeordneten Terrassenniveaus. In einigen Bereichen wird ein weniger stark ausgeprägtes, älteres holozänes Terrassenniveau (T_h) beschrieben. Die Entstehung dieser Terrassenniveaus wird durch verschiedene Einschneidungs- und Akkumulationsphasen und ihre Konservierung durch die Verlagerung des Flussbettes selber erklärt (Estrela Navarro, 1986; Perez Cueva, 1988; Segura Beltran, 1995, 1990). Aufgrund der Entwicklung von Erosionsniveaus und einer Überlagerung der Terrassen lassen sich diese unterschiedlichen Niveaus, laut Segura (1990), von Segorbe aus flussabwärts sehr schwer verfolgen. Die drei pleistozänen Terrassenniveaus korrespondieren mit Resten von Pedimenten im Einzugsgebiet (Estrela Navarro, 1986; Perez Cueva, 1988; Segura Beltran, 1995). Das Pediment mit der größten Ausdehnung im Arbeitsgebiet ist Teil der Senke von Sarrión. Diese wird von Estrela Navarro (1986), Perez Cuva (1988) und Segura Beltran (1995) ins Untere Pleistozän (bzw. Grenze Pliozän/Pleistozän, *Villafranchian*) gesetzt.

Das holozäne Delta ist in die pleistozänen klastischen fluvialen Ablagerungen eingeschaltet (Mediato & Santisteban, 2006; Mediato et al., 2006, 2007a, 2007b). Nach Segura (1990) überdeckt demgegenüber ein recht kleines holozänes Delta im Bereich der Mündung ins Mittelmeer das pleistozäne Delta des Rio Palancia. Diese Situation wird auch in der geologischen Karte (IGME, 1974) dargestellt. Die terrestrischen Ablagerungen verzahnen sich lateral mit der Küstenebene (Mediato & Santisteban, 2006; Mediato et al., 2006, 2007a, 2007b; Rey & Fumanal, 1996; Segura Beltran, 1990) und gehen in den Schelfbereich über, der bei Sagunto eine Breite von 47 km erreicht (Diaz del Rio et al., 1986).

3 Konzept für das Sedimentbudget des Rio Palancia-Einzugsgebietes

Ein Sedimenthaushalt bzw. Sedimentbudget basiert nach Dietrich et al. (1982) auf quantitativen Angaben über Raten der Produktion, des Transportes und des Austrags von Substrat. Mediterrane Bodenhorizonte, vor allem auf steileren Hanglagen, werden in der Literatur als geringmächtig und häufig als stark degradiert beschrieben (siehe z.B. Butzer, 2005; Wainwright, 2009). Somit ist die Quantifizierung der Sedimentproduktion bzw. des Sedimentaustrags durch einen litho- bzw. pedostratigraphischen Ansatz, im Sinne eines Bodenlandschaft-Modelles, wie er unter anderem von Houben (2008) angewandt wurde, für das gesamte Einzugsgebiet nicht durchzuführen. Das Fehlen von Verwitterungshorizonten bzw. Bodenprofilen mit deutlichen, datierbaren Horizonten verhindert eine Bestimmung der Post-pedogenetischen Erosions- bzw. Sedimentationsrate. Damit können die Hänge im Rio Palancia-Einzugsgebiet nicht als Referenz für die Berechnung der Speicherung und des Austrags aus der nachfolgenden Sedimentkaskade herangezogen werden.

Stattdessen wurden die im holozänen Teil des Flussdeltas gespeicherten Sedimente als volumetrische Kontrollgröße für die Einschätzung der Sedimentpfade in dem vorangeschalteten Einzugsgebiet zugrunde gelegt (siehe Kap. 5). In den nachfolgenden Gleichung 1, in der V für das Volumen eingesetzt wird, ist die Beziehung zwischen holozäner Delta-Speicherung und holozänem Austrag dargestellt.

$$(1) \quad V_{\text{holozänes Delta}} = \sum V_{\text{holozäner Austrag}}$$

Da dieser Arbeit für große Bereiche des submarinen pleistozänen Deltas keine ausreichenden geologischen und stratigraphischen Daten zur Verfügung stehen, konnte das Kontrollvolumen für die pleistozäne Sedimentlieferung von den Hängen und aus den fluvialen Komponenten des Hinterlandes nicht ermittelt werden. Als Konsequenz daraus wird der temporale Fokus auf die Quantifizierung der Eintrags-, der Speicherungs-, der Durchgangs- und der Austragsgrößen des holozänen Sedimentflusses gerichtet. Darüber hinaus konnte das Volumen der Speicherung und des Austrags im Einzugsgebiet für die pleistozänen fluvialen Komponenten modelliert werden (siehe Kap. 5).

Dass die Variabilität von Sedimentspeichern nicht in einem koinzidenten Ursachen-Wirkungs-Gefüge zu suchen ist, konnte Trimble (1975; 1983) zeigen. Selbst wenn die Ursachen in einem Einzugsgebiet eine gewisse Synchronität zu ihren Wirkungen besitzen, so ist doch die

Wirkung häufig räumlich ungleich verteilt. Nach der Theorie des *complex response* von Schumm (1973, 1979) kann z. B. die Absenkung einer Erosionsbasis in einem fluvialen System zeitgleich an einer Stelle Tiefenerosion und an anderer Stelle Sedimentation bewirken. Diese Situationen sind als Momentaufnahme zu betrachten. Sie können innerhalb eines aktiven Systems sowohl räumlich als auch zeitlich hochvariabel sein. Um dieser räumlichen Variabilität Rechnung zu tragen, wurden nicht nur an einzelnen Lokalitäten Geländedaten erhoben, sondern es sorgen zahlreiche Geländebegehungen für eine möglichst gute Verteilung der Aufnahmen auf Einzugsgebietsebene. Die Klassifikation der Budgetkomponenten (**BK**) erfolgte somit auf Basis von intensiven Geländearbeiten.

Prinzipiell können als **BK** für das Untersuchungsgebiet die Sedimentspeicher der Hanglagen und der Pedimente, eine Reihe pleistozäner und holozäner fluvialer Bestandteile sowie das Rio Palancia Flussdelta genannt werden.

Für die Identifizierung der fluvialen **BK** wurde ein allostratigraphischer Ansatz verwendet. Mit den angewandten Methoden ermöglicht es dieser bei einer Einzugsgebietsgröße von 969,9 km², die fluvialen **BK** relativ einfach zu identifizieren und zu kartieren. Eine allostratigraphische Einheit ist nach der *North American Commission on Stratigraphic Nomenclature* (NACSN, 2005) ein kartierbarer Gesteinskörper bzw. ein Sedimentkörper, der auf Grundlage seiner ihn abgrenzenden Diskontinuität bestimmt und identifiziert werden kann, zu dem Zweck, geographisch voneinander getrennte Einheiten mit gleichen lithologischen Eigenschaften zu unterscheiden und in einen genetischen Zusammenhang zu stellen. Einzelne Alloformationen sind durch morphologische Flächen voneinander getrennt, sie sind somit dreidimensionale stratigraphische Einheiten, deren Trennung durch maßgebliche Änderungen im stratigraphischen Aufbau erfolgt (Autin, 1992). Darüber hinaus können genetisch verwandte, jedoch lithologisch heterogene Einheiten definiert werden (Hughes, 2010). Die Klassifizierung einer allostratigraphischen Einheit bzw. einer Alloformation erfolgt nach der NACSN unter anderem nach den Kriterien ihrer topographischen Position, ihres datierten Alters bzw. nach ihrer relativen Alterseinschätzung (Verwitterungsgrad, Habitus der Matrix, usw.). Dieser Ansatz ermöglicht es, auch nicht kontinuierlich verfolgbare Diskontinuitäten basierend auf objektiver Korrelation anhand von internen Eigenschaften räumlich zu verbinden. Solche Diskontinuitäten sind im Arbeitsgebiet vor allem Erosionsdiskordanzen, so können einzelne Terrassenkörper aus mehreren Alloformationen getrennt von

Erosionsdiskordanzen bestehen. Diese Erosionsdiskordanzen bilden Grenzflächen, die modelliert und zur Berechnung des durch diese Flächen eingegrenzten Volumens herangezogen werden können.

4 Die Budgetkomponenten (BK) des Rio Palancia-Einzugsgebietes

In diesem Kapitel wird die Herangehensweise, die zu einer Charakterisierung und Klassifizierung der **BK** aufgrund ihrer lithologischen, sedimentologischen und morphologischen Ausprägung einschließlich ihrer Chronostratigraphie geführt hat, dargestellt.

4.1 Methodik

Die Identifizierung der Sedimentablagerungen innerhalb eines Sedimentkaskadenmodells erfolgte über morphologische, sedimentologische und geophysikalische Geländeaufnahmen. Die Durchführung geschah innerhalb von 6 Feldkampagnen von Herbst 2006 bis Frühjahr 2010 an insgesamt 1120 Standorten, an denen einfache lithologische Klassifizierungen vorgenommen wurden. Die Verortung dieser Standorte erfolgte mittels GPS-Koordinaten (Abb. 3). Die Dokumentation der Stratigraphie und der geographischen Lage erfolgten photographisch und zum Teil mit Skizzen. An 187 Standorten ließ sich die Mächtigkeit der Auflage auf Hanglagen mit Hilfe von Pürckhauersondierungen, Grabungen und Messungen an Aufschlüssen ermitteln. An 47 Kulturterrassen konnte die Terrassenhöhe direkt gemessen werden. Um genauere Aussagen über die Charakteristik einzelner fluvialer Sedimentablagerungen und ihres Ablagerungsmilieus treffen zu können, wurden darüber hinaus an 7 Standorten detaillierte sedimentologische Aufnahmen durchgeführt. Dazu gehörten Beprobungen mit Hilfe von 12 Rammkernsondierungen an 3 Standorten (Abb. 3). Der Einsatz geophysikalischer Methoden half, Schichtflächen zwischen den **BK**, die nur in Aufschlusssituationen visuell klar zu erkennen sind, auch in der Fläche verfolgen zu können. An 38 Standorten ließen sich geophysikalische Messungen mit einem Ground Penetrating Radar (GPR) und einer Multielektroden-Geoelektrik durchführen (Abb. 3). An weiteren 21 Standorten entnommene Proben aus der Matrix (Korngrößen <2 mm) dienen zur Validierung der geophysikalischen Messungen. Diese konnten hinsichtlich ihres Porenwasservolumens und der Dielektrizitätszahl untersucht werden. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind bei Salat & Junge (2008, 2010) ausführlich dargestellt. Die parallele Anwendung beider geophysikalischer Methoden sowie die Validierung durch Rammkernsondierungen und Aufschlussuntersuchungen gewährleistete eine bessere Objektivität bei einer Interpretation der geophysikalischen Aufnahmen. Die Lage aller geophysikalischen Profile, ihre Topographie

sowie die Position der Rammkernsondierungen wurden mit Hilfe eines Tachymeters bzw. mit einem DGPS bestimmt.

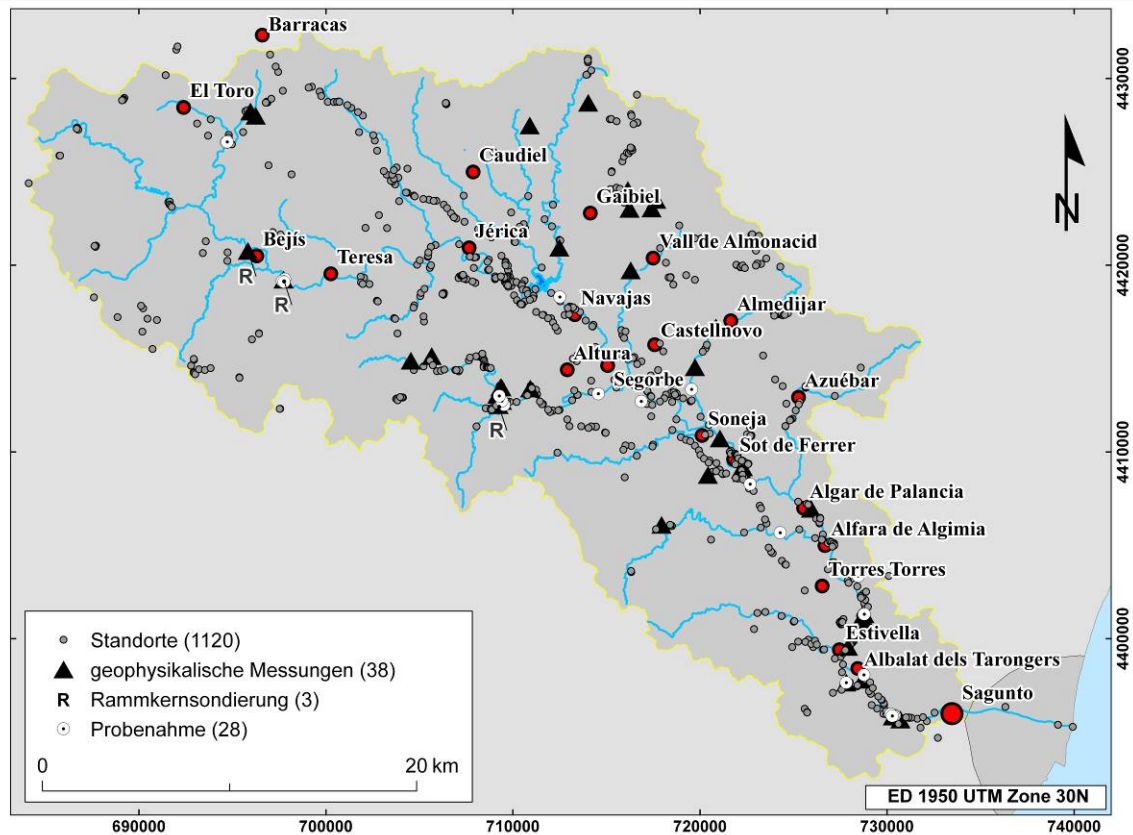


Abb. 3: Lage der Untersuchungsstandorte im Einzugsgebiet des Rio Palancia.

Für die Archivierung dieser Felddaten in einer GIS-Datenbank wurde ESRI ArcInfo, Version 9.2 verwendet. Als Grundlage für das Rio Palancia-GIS-Projekt dienten 54 topographische Karten (CV 10) im Maßstab 1:10 000 des Instituto Cartográfico Valenciano (ICV). Aus diesen konnten digitale topographische und infrastrukturelle Informationen (z. B. Gewässernetz, geodätische Informationen, Landnutzung, Straßennetz, Ortschaften) extrahiert werden. Des Weiteren stellte das ICV 166 Orthophotos mit einer Pixelauflösung von 0,5 m sowie ein digitales Geländemodell (DGM) mit einem 10 m Raster (Befliegung zwischen 2003 und 2005) zur Verfügung. Auf Basis dieser Daten konnten zusätzliche Rasterdaten mit Informationen zur Hangneigung, Gelände­krümmung, Exposition, Isohypsen und ein Oberflächenmodell vom Typ *Triangular Irregular Network* (TIN) für das gesamte Einzugsgebiet gewonnen werden.

Über eine Digitalisierung der fünf geologischen Karten (IGME, 1973a, 1973b, 1974, 1976a, 1976b) im Maßstab 1:50 000 konnten die geologischen Informationen mit einer vereinheitlichten Signatur für das gesamte Arbeitsgebiet im GIS abgefragt werden (Abb. 2).

Die Sedimentproben wurden im Labor des Institutes für Geowissenschaften der Goethe-Universität Frankfurt am Main (Instituts für Physische Geographie¹) nach den Kriterien Korngrößenzusammensetzung, Kohlenstoffgehalt, pH-Wert, Fe_d- und Fe_o-Anteil untersucht. Die Probenvorbereitung zur Tonmineralanalyse erfolgte ebenfalls im Labor des Instituts für Physische Geographie.

Um einzelne Sedimentablagerungen auch unter dem mineralogischen Aspekt voneinander abzugrenzen bzw. ihnen mineralogische „Fingerabdrücke“ zuordnen zu können, unterzog man 48 Proben einer Mineralanalyse. Diese Mineralanalyse erfolgte im Röntgen- und Sedimentlabor des Institutes für Geowissenschaften der Goethe-Universität Frankfurt am Main (Facheinheit Geologie)².

Datierungen sind für eine quantitative Abschätzung der Sedimentspeicherung und des Sedimentaustrages von entscheidender Bedeutung, zum einen, um Ablagerungen unterschiedlichen Alters voneinander zu trennen, zum anderen, um Änderungen im System mit Informationen zur Landnutzung, zu klimatischen Veränderungen und zu möglichen neotektonischen Einflüssen in einem zeitlichen Kontext abzugleichen. Dafür wurden OSL-Datierungen (*Optically Stimulated Luminescence*) und AMS ¹⁴C-Altersbestimmungen durchgeführt.

Die ¹⁴C-Analysen erfolgten am Leibniz-Labor für Altersbestimmung und Isotopenforschung an der Christian-Albrechts-Universität in Kiel³. Die Proben für die OSL-Datierung wurden im Lumineszenz-Labor der Philipps-Universität in Marburg⁴ bearbeitet.

In den nachfolgenden Abschnitten werden die einzelnen Methoden detailliert dargestellt.

¹ Analysen: Frau Bergmann-Doerr und Frau Schneider

² Analysen: Dr. Petschik

³ Analysen: Prof. Dr. Grootes

⁴ Analysen: Dr. Klasen

4.1.1 Geoelektrische Vermessungen

Alle Messungen wurden mit einem Multielektrodensystem durchgeführt. Der Aufbau dieser Anlage besteht aus einer Mess- und Steuereinheit („4-Punkt light hp“ bzw. „4-Punkt light 10W“) mit einer Kette von aktiven Elektroden („ActEle“) der Firma LGM (Lippmann geophysikalische Messgeräte). Hiermit konnten mit der Dipol-Dipol-Anordnung bei einer Auslage von 250 m mit 50 Elektroden und einem Elektrodenabstand von 5 m Tiefen von über 30 m erreicht werden. Die Invertierung der Daten erfolgte nach der Gauss-Newton-Methode mit DC2Dinvres (Günther, 2004). Eine genaue Beschreibung zur Auswertung dieser Messungen im Einzugsgebiet ist bei Felber (2008) zu entnehmen.

4.1.2 Ground Penetrating Radar (GPR)

Für die durchgeführten GPR-Messungen kam ein Georadar des Typs SIR-2000 der Firma Geophysical Survey Systems Inc. (GSSI) zum Einsatz. Die Verwendung von hauptsächlich 200 MHz Antennen stellte sich im Arbeitsgebiet als der beste Kompromiss zwischen Eindringtiefe und Auflösung dar. Eine nähere Beschreibung zur Bearbeitung der Rohdaten ist bei Salat (2010) nachzulesen.

4.1.3 Radar Stratigraphie Ansatz

Die Interpretation von Radargrammen führt durch die größtenteils visuelle Analyse oft zu subjektiven Ergebnissen. Demgegenüber ist der Radar-Stratigraphie-Ansatz (z. B. Heinz, 2001; Kostic & Aigner, 2007; O'Neal & McGeary, 2002; Skelly et al., 2003) eine objektivere Auswertungsmethode. Diese Methode lehnt sich an die bei der Seismik übliche Datenbearbeitung an (z. B. Mitchum et al., 1977) und wurde auf die GPR-Anwendung übertragen (Neal, 2004). Auch für die im Einzugsgebiet erstellten Radarprofile wurde dieser Radar-Stratigraphie-Ansatz von Salat (2010) angewandt, um in den Radargrammen die unterschiedlichen Sedimentspeicher zu beschreiben und zu katalogisieren. Diese Vorgehensweise wird hier kurz anhand eines von Salat (2010) bearbeiteten Radargramms in Kombination mit einem Geoelektrikprofil, das am gleichen Profil erstellt wurde, dargestellt. Die Standortwahl im Gelände sowie die stratigraphische Interpretation erfolgten durch den Autor dieser Arbeit.

Die Begriffe Radarfazies und Radarflächen finden hier nach Neal (2004) Verwendung. Als Erstes wurden Reflexionsenden mit Pfeilen markiert (Abb. 4 A), danach die dazugehörigen Radarflächen und Radarfazien entlang gegenläufiger Peilscharungen eingezeichnet und benannt (Abb. 4 B). Die markierten Radarfazien stellen keine Einzelreflexionen dar, sondern fassen ein spezielles Reflexionsmuster zusammen. Darüber hinaus wurde für einige Profile von Salat (2010) ein erweiterter Radarstratigraphie Ansatz angewandt. Bei diesem Ansatz werden weitere Informationen wie die Reflexionsamplitudenstärke, die Reflexionspolarität und die Reflexionsbreite einzelner Reflektoren mit katalogisiert. Somit konnte dieser Arbeit ein objektiver Datensatz zur oberflächennahen Untergrundssituation vorgelegt werden, der als Grundlage der geomorphologischen, sedimentologischen und allostratigraphischen Interpretation diene. Vor allem die Änderung von Reflexionspolaritäten, die auf einem deutlichen Wechsel von Dielektrizitätskoeffizienten beruht (Salat, 2010), bietet für den allostratigraphischen Ansatz eindeutige Informationen über die Lage von Schichtflächengrenzen.

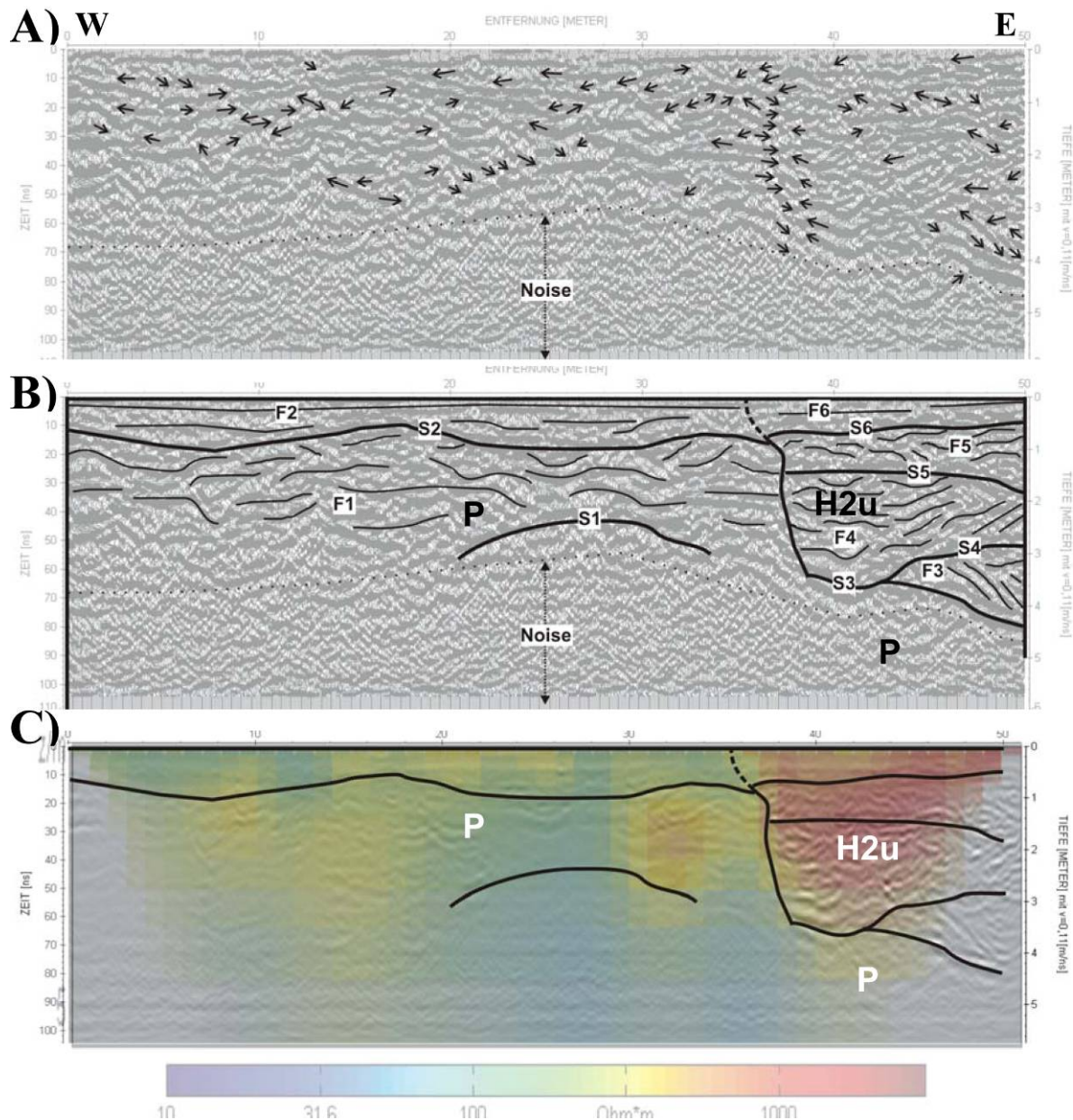


Abb. 4: 200-MHz-GPR-Profil und Geoelektrikprofil auf **P**- und **H2u**-Ablagerungen. Das Profil liegt quer zur gegenwärtigen Fließrichtung des Rio Secos westlich von Altura (zur Lage Abb. 3). A) markierte Reflexionsenden. B) eingezeichnete Radarfazie und Radarflächen. Radarflächen S1-S6, Radarfazies der **P**-F1 (wellig, horizontal, subparallel, moderat durchgängig), F2 (flächig bis leicht wellig, horizontal, subparallel, durchgängig bis moderat durchgängig). Radarfazies der **H2u**-F3 (flächig bis leicht wellig, steil nach Osten eintauchend, divergent, durchgehend), F4 (leicht wellig, horizontal und leicht westlich einfallend, subparallel, moderat durchgängig), F5 (leicht wellig, horizontal subparallel, moderat durchgängig), F6 (flächig, horizontal, parallel, moderat durchgängig). C) GPR-Profil (Rohdaten) mit darüber projiziertem Geoelektrikprofil und eingezeichneten Radarflächen. Die Dämpfung ist wesentlich höher im westlichen Bereich (**P**), in dem die elektrischen Widerstände gering sind. Die **H2u** Ablagerungen haben signifikant höhere elektrische Widerstandswerte und damit auch stärkere Radaramplituden als in den **P**-Ablagerungen. Abbildung nach Salat (2010).

4.1.4 Korngrößenbestimmung

Die Trockensiebung der Korngrößen >2 mm erfolgte mit einem Siebsatz (DIN-ISO-3310, 2008). Die Korngrößen des Feinbodens (<2 mm) wurden nach DIN 19683 (DIN-19683, 1973a, 1973b, 1973c) bestimmt. Für eine Probe fand die Bestimmung der Korngrößen nach der PHI-Skala statt.

4.1.5 Bestimmung des Gesamtkohlenstoffgehalts

Zuerst wurde der Gesamtkohlenstoffgehalt durch thermische Oxidation und infrarotspektrometrische Detektion am Kohlenstoffanalysator LECO EC-412 bestimmt. Durch eine Zweistufenverbrennung wurden die Gehalte des organischen und mineralischen Kohlenstoffs ermittelt. Zunächst erfolgte eine Trocknung der Proben bei 120°C , anschließend ein Aufheizen auf 550°C mit einer Anlaufzeit von 80 Sekunden sowie einer Brenndauer von ebenfalls 80 Sekunden und schließlich eine Erhöhung auf 1000°C mit einer Anlaufzeit von 200 Sekunden und einer Brenndauer von 30 Sekunden. Als Trägergas dient Sauerstoff (2.5). Zur Bestimmung des Anteils an organischer Substanz (Humus) wird der C_{org} -Gehalt durch Multiplikation mit dem Faktor 1,724 umgerechnet (Scheffer & Schachtschabel, 1992).

Zur Bestimmung des Gehalts an Calciumkarbonat wird der C_{min} Gehalt durch Division mit dem Divisor 0,12 umgerechnet.

4.1.6 pH-Wertbestimmung

Der pH-Wert wurde mit einer elektronischen Messung in wässriger Lösung (Aqua dest.) und in 0,1 M KCL Lösung nach (Meiwes et al., 1984) sowie in 0,01 M CaCl_2 -Lösung nach DIN 19684 (1977a) mit Einstabmesskette WTW E 56 und Digitalmeter WTW 740 ermittelt.

4.1.7 Fe_d - und Fe_o - Anteilsbestimmung

Um Aussagen über den Verwitterungsgrad von Sedimenten treffen zu können und damit indirekt eine relative Altersabschätzung vorzunehmen, wurden die Proben auf ihren Gehalt an dithionitlöslichem (Fe_d) und oxalatlöslichem (Fe_o) Eisenanteil hin untersucht. Dies erfolgte nur in der Korngrößenfraktion <2 mm. Die Bestimmung des dithionitlöslichen Anteils der Eisenoxidverbindungen wurde nach der Methode von Mehra & Jackson (1960) mit Dithionit-Citat-Lösung durchgeführt. Die Bestimmung des oxalatlöslichen Anteils wurden nach DIN

19684 (1977b) mit oxalsaurem Ammoniumoxalat durchgeführt. Die Messung beider Werte erfolgte am AAS Perkin Elmer AAnalyst 300.

4.1.8 Tonmineralanalyse

Zur Herstellung der Texturpräparate wurden getrocknete Proben der Tonfraktion (10 mg Einwaage) mit destilliertem H₂O versetzt und im Ultraschallbad dispergiert, um anschließend auf Glasobjektträger eingedampft zu werden.

Alle Proben wurden mit einem PANalytical Röntgendiffraktometer (Generator: 40 kV; 30 mA) gemessen, das mit einer automatischen Divergenzblende und X'Celerator (Zähler) ausgestattet ist. Das Röntgendiffraktometer tastet den 2 θ -Winkelbereich von 2° bis 40° mit einem CuK α -Röntgenstrahl ab. Es wurden in zwei Durchgängen Messungen mit dem Röntgendiffraktometer durchgeführt. Beim ersten Durchgang wurden die Texturpräparate unbehandelt, also lufttrocken, gemessen, beim zweiten Durchgang wurden die Texturpräparate vorher mit Ethylenglykol behandelt. Dabei wurden die Schichtsilikate in den Texturpräparaten mit Ethylenglykol-Dampf im Exikator bei 50°C zur maximal möglichen Quellung gebracht.

Die Auswertung der Diffraktogramme erfolgte mit der von Petschick (2001) entwickelten Software MacDiff.4.2.5-May 17, 2001.

4.1.9 ¹⁴C-Datierung

Für die ¹⁴C-Datierung fanden ausschließlich Holzkohlestücke Verwendung. Diese wurden hauptsächlich aus fluvialen Sedimenten durch Grabung bzw. Bohrungen entnommen. Jede Probenentnahmestelle wurde mit GPS verortet und der Aufschluss bzw. der Bohrkern sowie die jeweilige Umgebung photographisch dokumentiert. Als weitere Informationen gingen auch die Entnahmetiefe sowie die stratigraphische Gesamtsituation in die Dokumentation mit ein.

Die Proben versetzte man im Labor des Instituts für Physische Geographie mit 0,1 M Natriumdiphosphatlösung, anschließend erfolgte eine Ruhezeit von ca. 12 h zur Reaktion. Danach wurden die Proben in ein 0,002 mm Sieb gegeben, um das Bodenmaterial abzuspülen, und dann die Kohlestücke mit einer Pinzette ausgelesen. Die Trocknung der feuchten Kohlestücke erfolgte mehrere Stunden bei 105°C.

Die Untersuchung der Proben führte das Leibniz Labor in Kiel mit einer AMS-Anlage durch. Die folgende Beschreibung des Messverfahrens der Proben wurde aus dem Ergebnisprotokoll übernommen:

Die ^{14}C -Konzentration der Proben ergibt sich aus dem Vergleich der simultan ermittelten ^{14}C -, ^{13}C - und ^{12}C -Gehalte mit denen des CO_2 -Messstandards (Oxalsäure II) sowie geeigneten Nulleffekt-Proben. Das konventionelle ^{14}C -Alter berechnet sich anschließend nach Stuiver & Polach (1977) mit einer Korrektur auf Isotopenfraktionierung anhand des gleichzeitig mit AMS gemessenen $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisses. Dieser $\delta^{13}\text{C}$ -Wert enthält auch die Effekte der während der Graphitisierung und in der AMS-Anlage auftretenden Isotopenfraktionierung und ist deshalb nicht direkt vergleichbar mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten, die in einem CO_2 -Massenspektrometer gemessen werden. Die Unsicherheit im ^{14}C -Ergebnis berücksichtigt Zählstatistik, Stabilität der AMS-Anlage und Unsicherheit im subtrahierten Nulleffekt. Für die ersten beiden wurden die Zählstatistik und die beobachtete Streuung der Messintervalle verglichen und der größere Wert verwendet.

Die Alterskalibrierung erfolgte mit „CALIB REV 6.0.0“ (Reimer et al., 2009).

4.1.10 Optically Stimulated Luminescence (OSL) Datierung

Die Probenentnahme erfolgte mittels Stechzylindern (Länge 25 cm, Innen-Ø 4,6 cm). An drei Aufschlüssen wurden 5 Proben aus homogenen sandig-schluffigen Schichten mit einer Mindestmächtigkeit von 50 cm entnommen. Die Stechzylinder wurden dabei so weit wie möglich in die jeweilige Schicht getrieben und anschließend ausgegraben. Die Entnahmestelle umgebendes Material (ca. 5 dm^3) wurde zusätzlich eingesammelt. Die folgende Beschreibung der Bearbeitung und Bestimmung des Sedimentationsalters der Proben wurde in Auszügen dem Ergebnisprotokoll entnommen:

Das regenerative Single-Aliquot-Verfahren für Quarz (SAR-BLSL, Single Aliquot Regenerative Dose-Blue Light Stimulated Luminescence) nach Murray & Wintle (2000) wurde zur optischen Datierung im Wesentlichen übernommen. Die Bestimmung der Paläodosis erfolgte über die Erzeugung einer regenerativen Wachstumskurve mit applizierter Beta-Bestrahlung ($^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ Betaquelle, Dosisleistung: $0,097\text{ Gy}\cdot\text{s}^{-1}$) im Labor. Zur optischen Stimulation (50 s, 125°C) wurden blaue LED ($470\pm 30\text{ nm}$) verwendet. Der Detektionsbereich zur Messung der Lichtemission der Quarze (max. Emission von Quarz bei 360–380 nm)

wurde durch einen Hoya U340-Filter (7,5 mm, Transmission bei 290–370 nm) auf den UV-Bereich eingegrenzt.

Von jeder Probe wurden mindestens 30 Teilproben gemessen. Kriterien, die zum Ausschluss einer Teilprobe von der DE-Verteilung berechtigen, sind ein zu niedriges Lumineszenzsignal, das nur unwesentlich über dem Untergrundsignal liegt, sowie Sensitivitätsänderungen, die vom Messprotokoll nicht in gewünschtem Maße korrigiert werden können. Diese werden als „*recycling ratio*“ angegeben. Eine Teilprobe, deren „*recycling ratio*“ außerhalb der Spanne 0.80–1.20 lag, wurde von der Verteilung ausgeschlossen.

Zur Altersberechnung wurden die DE-Werte gemäß der Methode nach Preusser et al. (2007) herangezogen. Diese Methode konzentriert sich darauf, gut gebleichte (niedrige DE-Werte) von schlecht gebleichten Teilproben (hohe DE-Werte) einer Verteilung zu trennen und den Mittelwert anhand der niedrigen DE-Werte zu berechnen.

Zur Berechnung der Dosisleistung (D_0) wurden die Radionuklidgehalte des Sediments mittels Gamma-Spektrometrie bestimmt. Die Dosisleistung ließ sich mit dem Programm ADELE berechnen.

Das Programm nach Preusser et al. (2007) verwendet die Werte von 10 % und 20 % Streuung zur Identifikation unvollständig gebleichter Proben. Neben unvollständiger Bleichung sind Intrinsische Streuung und Mikrodosimetrie weitere Quellen, die zur Streuung einer Probe beitragen. Die ungewöhnlich hohen relativen Standardabweichungen von 60 % und mehr können nicht allein der unvollständigen Bleichung zugewiesen werden, es ist vielmehr davon auszugehen, dass Mikrodosimetrie und Intrinsischer Streuung eine größere Rolle zukommt. Daher wurde zur Berechnung der mittleren Äquivalenzdosis eine Streubreite von maximal 25 % verwendet.

4.2 Budgetkomponenten

Im Folgenden werden die mit Hilfe des allostratigraphischen Ansatzes identifizierten fluvialen **BK**, die Hänge, die Pedimente im Rio Palancia-Einzugsgebiet und das Flussdelta beschrieben. Die Beschreibung bezieht sich auf lithologische, geomorphologische und stratigraphische Eigenschaften. Aufgrund der durch die Arbeitsgebietsgröße erforderlichen Generalisierung der Kartierung wurden kleinräumige und selten vorkommende bzw. zum größten Teil erodierte oder landwirtschaftlich überprägte geomorphologische Einheiten wie z. B. Schwemmfächer in dieser Arbeit nicht berücksichtigt.

Es wurden folgende Komponenten des Sedimenthaushaltes identifiziert:

4.2.1 Hanglagen

Die Hänge im Arbeitsgebiet können in landwirtschaftlich ungenutzte Hanglagen und in künstlich terrassierte Hanglagen gegliedert werden.

4.2.1.1 Landwirtschaftlich ungenutzte Hanglagen

Die landwirtschaftlich ungenutzten Hänge können aktuell als primäre Sedimentquellen betrachtet werden, auf denen Regolith und Bodenmaterial produziert und im Sedimentkaskadensystem bereitgestellt wird. Gewisse Bereiche der Hangflächen wurden aufgeforstet und in einigen wenigen Bereichen befinden sich noch ältere Korkeichen-(*Quercus suber*) und Steineichen-(*Quercus rotundifolia*)Bestände (z. B. in der Sierra de Espadán bei Almedíjar). Große Flächen der Hanglagen, vor allem auf den Kuppen und den Oberhanglagen, sind mit einer sehr dünnen Regolithdecke überzogen, die hell zwischen der spärlichen Vegetation hervorscheint (siehe Photo 1). Schutthalden und Schuttkegel im Arbeitsgebiet wurden vor allem im Übergangsbereich zu den unten beschriebenen Talverfüllungen weitgehend anthropogen verändert (siehe Kap. 5.1.2.1), ihre ursprüngliche Oberflächenform ist somit in diesen Bereichen nicht mehr vorhanden. Nur in unzugänglichen, steileren Bereichen finden sich noch nennenswerte Schuttakkumulationen, die nicht anthropogen gestört sind.



Photo 1: Typische Hanglage im Einzugsgebiet, die nicht landwirtschaftlich genutzt wird. Das Photo wurde ca. 6,5 km südwestlich von Bejis im Teileinzugsgebiet des Rambla Artesas in der Sierra de Calderona aufgenommen und zeigt einen nordwestlich exponierten Hang, der hauptsächlich mit Stechginster (*Ulex europaeus*) bestanden ist. Der Vegetationsbedeckungsgrad nimmt zu den Kuppen hin stark ab (Photo: Hoinkis).

4.2.1.2 Terrassierte Hanglagen

Gleichzeitig befinden sich auf den Hängen jedoch größere Sedimentspeicher in Form von künstlich angelegten landwirtschaftlichen Terrassen (Photo 2). Diese sind durch Trockensteinmauern begrenzt. Hinter diesen Mauern baut ein anthropogen umgelagerter Regolith die eigentliche Terrasse auf. Zahlreiche Aufschlüsse zeigen, dass unter den Kulturterrassen natürliche Regolithschichten erhalten sind (Photo 3).



Photo 2: Blick auf ausgedehnte landwirtschaftliche Terrassenanlagen, die hauptsächlich mit Olivenbäumen bestanden sind. Aufnahme nach Südosten in das Teileinzugsgebiet des Rambla de Almonacid auf die Höhenzüge der Sierra de Espadán. Das Photo wurde ca. 30 m unterhalb der nördlichen Wasserscheide von der Straße (CV-213), die von Algimia de Almonacid nach Matet führt, aufgenommen. Im rechten unteren Bildrand ist vereinzelt der Zusammenbruch der Trockensteinmauern zu erkennen (Photo: Hoinkis).

Werden die Trockensteinmauern nicht instand gehalten, können Erosionsprozesse an den landwirtschaftlichen Terrassen ansetzen (siehe Photo 2). Diese Terrassen sind dann innerhalb der Sedimentkaskade als sekundäre Quellen zu betrachten. Jedoch konnte im Rio Palancia-Einzugsgebiet keine Konnektivität dieser entstehenden Sedimentpfade zu den Tiefenlinien hin festgestellt werden, obwohl zahlreiche Terrassenanlagen schon mindestens seit mehreren Jahrzehnten brachliegen.

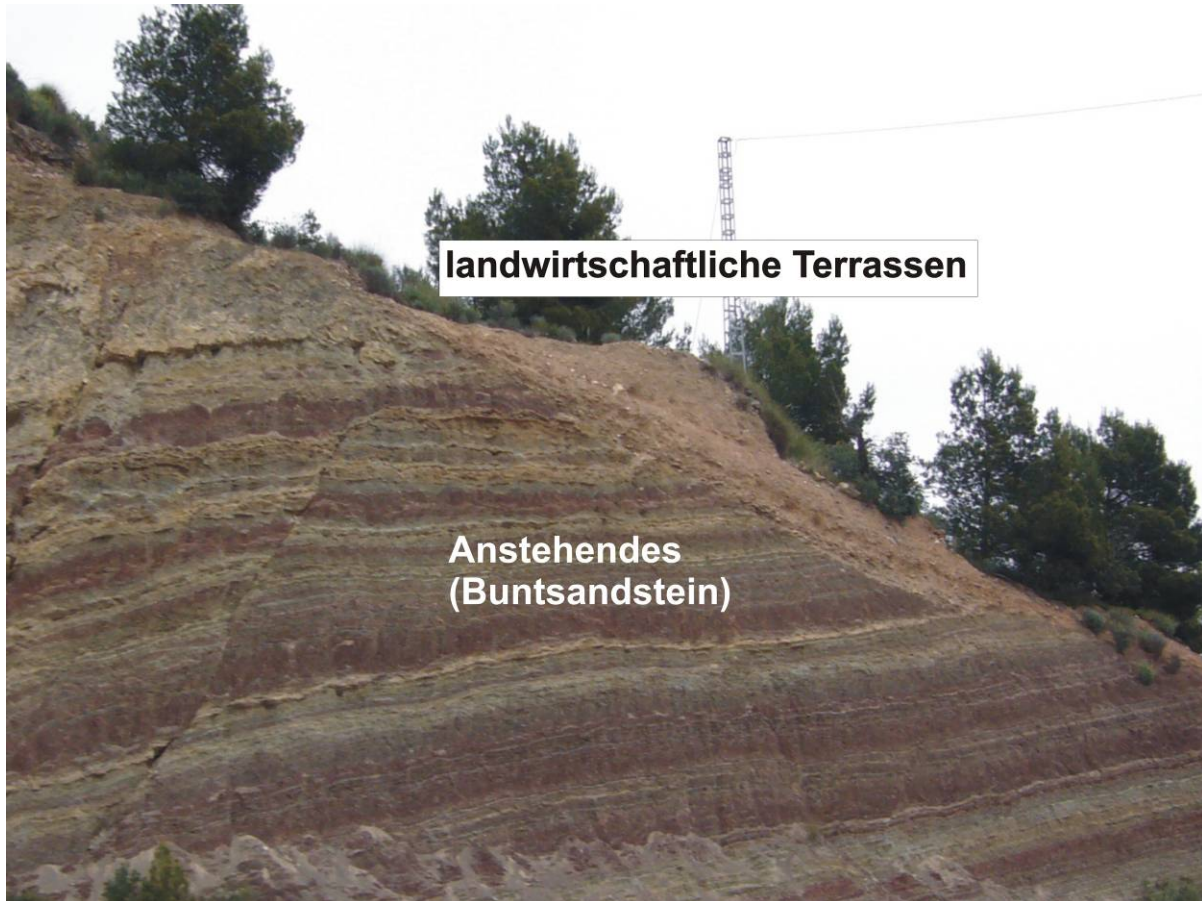


Photo 3: Straßenanschnitt durch einen terrassierten Hang in der Nähe von Albalat dels Tarongers. Das Photo zeigt über dem Anstehenden (Buntsandstein) eine basale Lage aus dünnem in situ Regolith, überdeckt von anthropogen verlagertem Regolith, der die landwirtschaftlichen Terrassen („bancals“) aufbaut (Photo: Hoinkis).

4.2.2 Pedimente

Pedimente sind im Einzugsgebiet nur reliktsch vorhanden. Die größte Pedimentfläche, die „Llanura de Barracas“ ist an der nördlichen Wasserscheide bei El Toro zu finden und ist Teil der Senke von Sarrión, die sich über die Wasserscheide hinaus knapp 40 km Richtung Teruel erstreckt (Photo 4). Nur ca. 31 km² dieser Senke sind Teil des Einzugsgebietes, davon nehmen die Flächen mit Lockersedimenten nur 17,2 km² ein. Die Flächen mit anstehenden mesozoischen Gesteinen gehen hier fast übergangslos in die Bereiche über, die mit Lockersedimenten bedeckt sind. Ansonsten schließen im Einzugsgebiet noch kleinere Flächen aus Lockersedimenten an die Hänge der oberen Einzugsgebiete des Rio Palancias und seiner Nebenflüsse an. Wie auch bei den Hängen, können die Pedimente innerhalb der Sedimentkaskade aktuell als primäre Quellen angesehen werden, wenn sie im Anstehenden

ausgebildet sind. Werden sie aus Lockermaterial aufgebaut, sind sie als Sedimentspeicher anzusehen, die überwiegend im Terrassenfeldbau landwirtschaftlich genutzt werden.



Photo 4: Blick nach Nordosten über die größte Pedimentfläche (*Llanura de Barracas*) im Einzugsgebiet des Rio Palancia. Aufgenommen vom 1288 m ü. NN hohen Peña de Roya (ca. 3 km südwestlich der Ortschaft El Toro, links der Bildmitte). Der Pedimentfläche sind jurassische Bruchschollen vorgelagert (rechts der Bildmitte). Die Windkraftträder in der Bildmitte stehen auf der nördlichen Wasserscheide des Rio Palancia Einzugsgebietes (Photo: Hoinkis).

4.2.3 Alloformation P

In allen weiten Talbereichen, ausgenommen sind engere Abschnitte, in denen unmittelbar das Anstehende zu Tage tritt, liegen mehrere Dekameter mächtige, zum Teil über 50 m mächtige pleistozäne Sedimente (**P**) (siehe Photo 5 und Photo 6). Sie sind Teil einer ehemaligen mächtigen pleistozänen Talverfüllung, wie sie in vielen spanischen Fluss-Systemen (Fuller et al., 1998; Lewis et al., 2009; Macklin et al., 2002) vorkommt. Sie setzt sich hauptsächlich aus fluvial abgelagerten Sanden und Kiesen mit eingeschalteten schluffigen Sandlagen zusammen. Die maximalen Korngrößen gehen kaum über den Grobkiesbereich hinaus und nur selten über 200 mm. Diese Sande und Kiese dehnen sich, abhängig von der darunter liegenden Talgeometrie, über mehrere Quadratkilometer aus. Sie sind über große Bereiche horizontal geschichtet. Diese Ablagerungen waren an Abflussspitzen gekoppelt, die gesteuert durch episodische Ereignisse eher als *transport-*, denn als *supply-limited* zu betrachten sind (Bridge, 2003) und mit einem torrentiellen Abflussregime zu vergleichen sind (siehe Photo 6). Manche Aufschlüsse zeigen auch Kreuzschichtungen sowie eingeschaltete Sandlinsen und mächtige, schluffig-sandige Sequenzen. Entlang der Talachse ist die Ausprägung der **P**-Fazien aufgrund von verschiedenen Einflussfaktoren, wie unter anderem der Verfügbarkeit von Sediment, Korngrößenzusammensetzung, Talweggradient sowie Talform, einer großen Variation unterworfen. Die Sedimentstrukturen all dieser Aufschlüsse deuten jedoch auf Ablagerungen eines verwilderten oder im englischen Sprachgebrauch als *braided river* bezeichneten Systems

hin. Dieses weist bei Niedrigwasserstand ein mehrpfadiges Gerinnebettmuster auf, dessen einzelne Gerinne durch flache Kies- und Sandbänke voneinander getrennt sind. An einigen Zusammenflüssen verzahnen sich die pleistozänen Ablagerungen mit durch Nebenflüsse geschütteten Schwemmfächern, die heute zum größten Teil durch Erosionsprozesse zergliedert sind. Das Fehlen von meso- und makroskaligen Erosionsdiskordanzen weist auf eine bemerkenswerte, konsistente Aggradation dieser Sedimente entlang der Talachse hin. An keinem der Aufschlüsse konnten weder Verkippungen noch Störungen innerhalb der Stratigraphie festgestellt werden, die direkt auf einen tektonischen Einfluss hindeuten.



Photo 5: Ausgedehnte pleistozäne Talverfüllungen (**P**) im Teileinzugsgebiet des Rio Seco. Heute sind fast alle *fillstrath terraces* anthropogen eingeebnet und mit Trockensteinmauern befestigt. Auch auf den Hanglagen sind landwirtschaftliche Terrassen zu erkennen. (Photo: Hoinkis)

Die Sedimente sind moderat verwittert und zeigen im Allgemeinen eine leichte rötlichbraune bis orange Matrixfarbe. Die Kiese der Alloformation **P** sind häufig mit Tonhäutchen überzogen. Die pleistozänen Sedimente sind teilweise mit mächtigen komplexen Kalkkrusten zementiert. Durch ihre Mächtigkeit stabilisieren diese Krusten die senkrechten Wände entlang der heutigen Tiefenlinie.

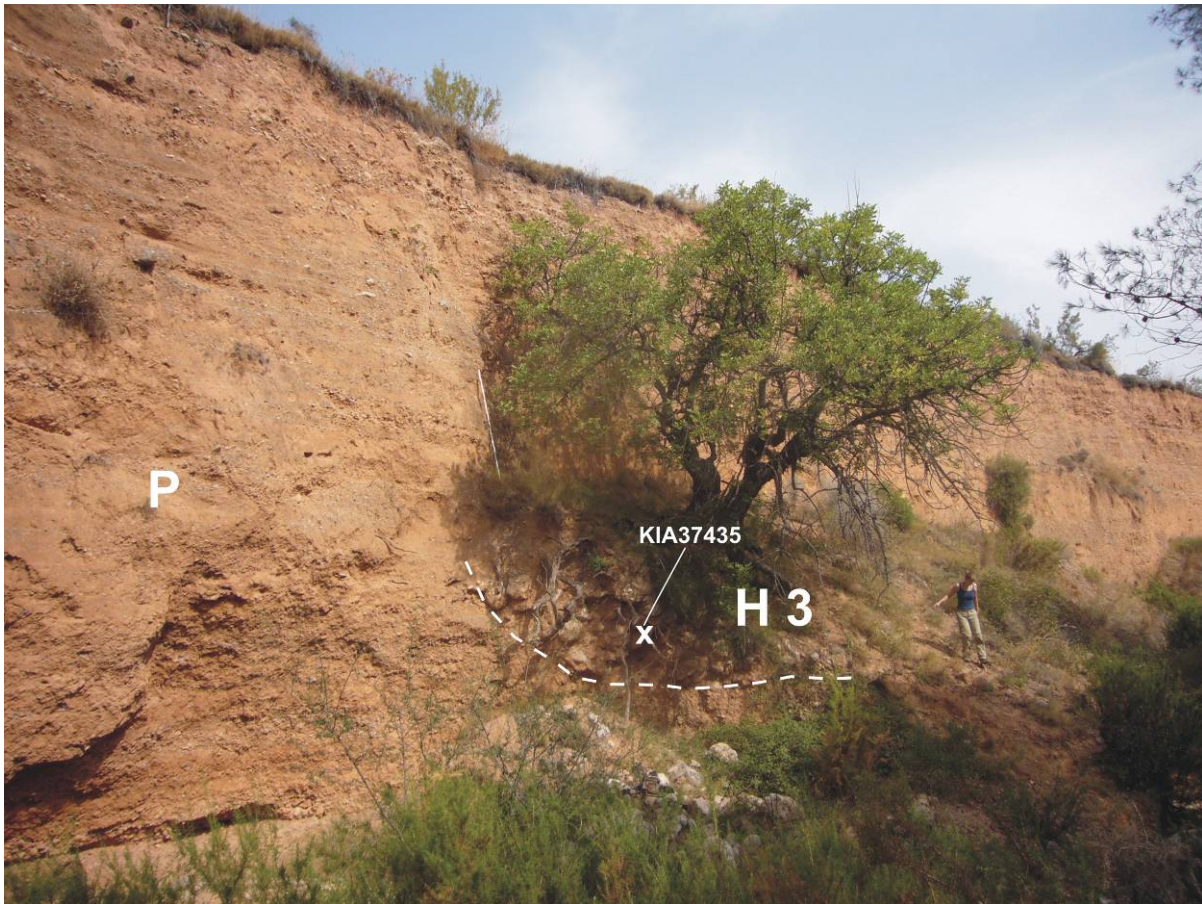


Photo 6: Pleistozäne fluviale Sedimente (**P**) mit ca. 10 m Mächtigkeit, die einem *braided river* System zugeordnet werden können. In diese **P**-Ablagerungen haben sich unsortierte grobklastische Sedimente eingeschaltet, die der allostratigraphischen Einheit der **H3** in Form einer Erosionsrinnenfüllung zugeordnet werden können. Das Photo wurde von einer gegenüberliegenden **H3**-Terrasse im Barranco del la Rubia aufgenommen, etwa 500 m flussaufwärts von seiner Mündung in den Rio Seco. Aus dieser Rinnenfüllung stammt Holzkohle, die zur ^{14}C -Altersbestimmung entnommen wurde (Lage der Entnahmestelle ist durch ein x markiert, Lab ID KIA37435, Datierungsergebnis siehe Tab. 2) (Photo: Hoinkis).

Die aktuelle Oberflächengestaltung der **P** ist durch eine Serie von Erosionsterrassen in Lockersedimenten, die vom Hangfuß der umgebenen Hänge bis zum aktuellen Flussbett reichen, gekennzeichnet. Diese treppenartige Terrassenoberfläche wurde durch postsedimentäre Degradation aus den **P** herauspräpariert. Somit repräsentieren sie Erosionsterrassen in Lockersedimenten. In der englischsprachigen Literatur wird hierfür der Begriff *fillstrath terrace* (NADM, 2004; Neuendorf et al., 2005) verwendet und in dieser Arbeit übernommen. Die Differenz vom heutigen Volumen der **P**-Sedimente zu ihrem ehemaligen Volumen stellt das postsedimentäre Austragsvolumen aus dieser pleistozänen Sedimentquelle dar (siehe Kap. 5.1.7). Tachymetrische Querprofilvermessungen und Höhenvergleiche mittels DGM zeigen im Allgemeinen keine konsistenten

Oberflächenniveaus, weder im Längstalprofil noch in zahlreichen Querprofilen. Diese *fillstrath terraces* müssen von parallel zueinander verlaufenden alluvialen Terrassen unterschieden werden, wie sie in zahlreichen Arbeiten (Bridgland et al., 2006; Macklin et al., 2002; Mishra et al., 2007; Santisteban & Schulte, 2007; Schreve et al., 2007; Schulte, 2002; Schulte & Julià, 2001) aus dem spanischen Raum beschrieben werden. So ist im Gegensatz dazu die aktuelle gestufte Oberfläche eine postsedimentäre Erscheinung, die unabhängig von der Entstehung der darunter liegenden Sedimentkörper zu betrachten ist. Mit anderen Worten: die aktuelle Oberfläche der **P** ist nicht mit der ehemaligen maximalen alluvialen Sediment-Oberfläche koinzident.

Heute sind zudem fast alle *fillstrath terrace*-Oberflächen anthropogen eingeebnet und in zum Teil den Erosionsoberflächen angepasste, landwirtschaftliche Terrassen unterteilt (Photo 5). Nur in einigen wenigen engeren Tälern scheint der Talboden für eine Bewirtschaftung unrentabel zu sein. Dagegen wurden im unteren Einzugsgebiet bevorzugt auf den vom Keuper dominierten Flächen mit großem maschinell und bauchemischem Aufwand bestehende Terrassenflächen erweitert. Das vorwiegend anorganische Substrat, das unmittelbar aus dem Anstehenden herausgearbeitet wurde, lässt sich durch seine hellere Farbgebung von den bräunlichen bis rötlichbraunen pleistozänen Sedimentkörpern auf den Orthophotos leicht abgrenzen (siehe Kap. 5.1.2.1).

An einigen Flussabschnitten nahe des heutigen Talweges, vor allem aber in den Mündungsbereichen des Rio Seco und des Rambla de Algimia in den Rio Palancia, in der Nähe von Segorbe liegen auf den *fillstrath terrace*-Oberflächen der **P** noch Hochflutsedimente jüngeren Datums (siehe Photo 8). Diese korrelieren aufgrund ihrer offensichtlichen Diskordanz weder chrono- noch allostratigraphisch mit der Alloformation der **P**. Sie werden dem vereinzelt auftretenden oberen Schichtglied der Alloformationen **H1** und **H2** zugeordnet und in den nachfolgenden Kapiteln beschrieben.

Neben den pleistozänen fluvialen Ablagerungen findet man auch ungeschichtete und unsortierte schluffig-sandige Ablagerungen mit Mächtigkeiten von über 6 m. Exemplarisch wurde für einen Standort (Baugrube, südlicher Stadtrand von Segorbe) die Korngrößenverteilung untersucht. Diese Sande (50 Gew.-%) mit hohem Schluffanteil (39 Gew.-%) und einem Tonanteil von 11 rel. Gew.-% weisen eine bimodale Korngrößenverteilung auf. Ihre Scheitelpunkte liegen auf dem ultrafeinen Sandanteil

(62,5–125 µm, nach der PHI- (ϕ) Skala) und auf dem mittleren Tonanteil (<1,9 µm, nach der ϕ -Skala). Im Aufschluss traten in dieser sonst recht homogenen Ablagerung nur vereinzelt kleinere 10–20 cm breite linsenförmige Ablagerungen aus sortierten Sanden und Kiesen, die eindeutig einer fluvialen Umlagerung zuzuordnen sind, auf. Die Summenkurve weist 50 Gew.-% im groben Schluffbereich (31,25–62,5 µm, nach der ϕ -Skala) auf. Diese Korngrößenzusammensetzung (Füchtbauer & Müller, 1977) sowie die Mächtigkeit und die Ablagerungspositionen schließen eine äolische Ablagerung, in der es postsedimentär zu fluvialer Umlagerung kam, nicht aus.

4.2.4 Alloformationen H1 und H2

In einigen Talbereichen sind Sande und Kiese jüngeren Datums in die **P**-Sedimente eingeschaltet. Diese als **H1** und **H2** bezeichneten Vorkommen sind oft randlich begleitet von langen, gewundenen, steilen Erosionskanten, die sowohl an Flussinnen- wie auch Außenkurven vorkommen (Abb. 5 A). Das Korngrößenspektrum der **H1** und **H2** reicht von schluffigen Sanden bis zu Grobkiesen. Ihre Lagerungsstruktur variiert von horizontalen Schüttungen (Photo 7 B und C) bis zu komplexen Kreuzschichtungen, wie sie bei der Verlagerung von Kies- bzw. Sandbänken vorkommen. Diese Sedimentstrukturen ähneln denen der **P**. Innerhalb ihrer Sedimentstruktur zeichnen sich auf Meso- bzw. Makroebene keinerlei Erosionsdiskordanzen ab.

Wie auch bei den **P** sind die heutigen Oberflächenformen der **H1** und **H2** zum größten Teil nicht mit ihren ursprünglichen alluvialen Oberflächen koinzident, da sie postsedimentär degradiert und durch fortschreitende Einschneidung beeinflusst wurden. Dies zeigt auch die Tatsache, dass die lateralen Kontakte zwischen **H1** bzw. **H2** und **P** häufig nicht mit den Erosionskanten übereinstimmen, sondern, wie die geophysikalischen Untersuchungen zeigen, unabhängig davon auf den *fillstrath terraces*-Oberflächen zu finden sind (Abb. 4 und Abb. 5 B).

Im mittleren und unteren Abschnitt des Rio Palancia und in den unteren Flussabschnitten seiner Nebenflüsse bestehen die Alloformationen **H1** und **H2** aus zwei Schichtgliedern. Hier werden die Oberflächen von jüngeren, 0,1–2,5 m mächtigen, alluvialen schluffigen Sanden gebildet. Diese können lithogenetisch als Hochflutfazies bezeichnet werden, die chronostratigraphisch nicht konsistent mit den darunter liegenden Schichtgliedern sein müssen

(Photo 8). Die Hochflutsedimente werden in dieser Arbeit aufgrund ihres begrenzten lokalen Vorkommens und der fehlenden bedeutenden, kartierbaren und korrelierbaren Diskontinuität innerhalb dieser Aufschlüsse allostratigraphisch als eine Subformation behandelt. Diese oberen Schichtglieder erstrecken sich auch über weite Bereiche über die *fillstrath terraces*-Oberflächen der **P**. Ihre satte bräunlich-graue Oberflächenfarbgebung lässt sich auf den Orthophotos deutlich von den blassen beigen bis hellorangenen Farben des Substrats der pleistozänen Sedimente unterscheiden. Die Korngrößen dieser Hochflutsedimente setzen sich aus einem geringen Anteil der Tonfraktion (14–19 Gew.-%) sowie der Schlufffraktion mit 35–42 Gew.-% und der Sandfraktion mit 40–50 Gew.-%, wobei die Fein- bis Mittelsandanteile dominieren, zusammen. Es befinden sich auch häufig einzelne Kiese in diesen Ablagerungen. Aufgrund ihrer exponierten Lage auf den landwirtschaftlich genutzten Terrassenoberflächen und ihrer geringen Mächtigkeit von im Schnitt 1,1 m sind diese Ablagerungen sehr stark anthropogen überprägt. Obwohl dieses obere Schichtglied der **H1** und **H2** nur teilweise und nicht in allen Abschnitten des Untersuchungsgebiets vorkommt, werden, um Verwechslungen vorzubeugen, des Weiteren die Begriffe **H1o** bzw. **H2o** für die oberen Schichtglieder mit einer Hochflutfazies und **H1u** bzw. **H2u** für die unteren Schichtglieder, die durch eine *braided river*-Fazies gekennzeichnet sind, eingeführt.

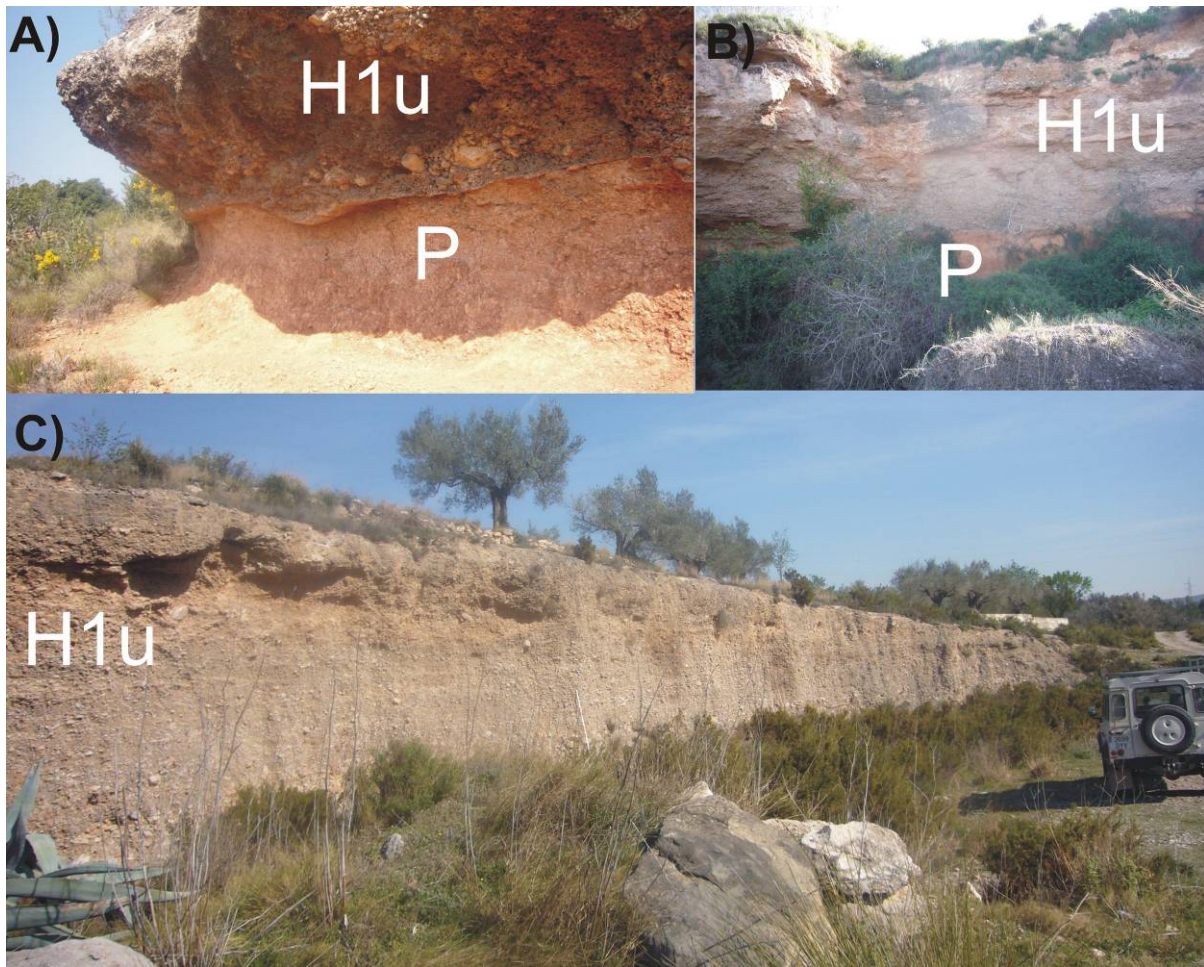


Photo 7: A) Aufschluss der **H1u** und der **P** an der gegenüberliegenden Talseite von Navajas. Im unteren Bereich befinden sich pleistozäne Sande und Kiese. Darüber liegt durch eine deutliche Erosionsdiskordanz getrennt die Alloformation **H1u**. Die **H1u**-Ablagerungen sind stark durch sekundäre Kalkausfällung verbacken. Die Oberfläche des **H1u**-Sedimentkörpers befindet sich ca. 40 m über dem heutigen Talweg des Rio Palancia und liegt damit an der Obergrenze zur relativen maximalen Höhenlage zum Talweg im Einzugsgebiet des Rio Palancia-Einzugsgebietes. B) 16 m hoher Aufschluss der **H1u** und **P**, vom Talweg des Rio Palancia zwischen Alfara de Algimia und Torres Torres aus photographiert. Im unteren Bereich befindet sich die Alloformation **P**. Darüber liegt durch eine deutliche Erosionsdiskordanz getrennt, die Alloformation **H1u**. C) Ein Aufschluss der **H1u** ca. 1,5 km südwestlich von Jerica. Er erstreckt sich über eine Länge von 70 m und besitzt eine Mächtigkeit von fast 5 m. Diese Sande und Kiese wurden den **H1u**-Komponenten zugeordnet. Eine Erosionsdiskordanz ist an diesem Standort nicht aufgeschlossen. Die Oberfläche des **H1u**-Sedimentkörpers befindet sich ca. 28 m über dem heutigen Talweg des Rio Palancia (Photos: Hoinkis).

4.2.5 Differenzierung zwischen den Alloformationen **P**, **H1u** und **H2u**

Auf Einzugsgebietsebene variiert die Farbgebung innerhalb der Matrix der Alloformationen **P**, **H1u** und **H2u**. Ist eine Erosionsdiskordanz aufgeschlossen, ist jedoch ein deutlicher Kontrast zu den darunter liegenden pleistozänen Sedimenten zu erkennen. So können die **H1u** und **H2u** im Gelände von den **P** durch die sie trennende Erosionsdiskordanz und ihre im direkten Vergleich bräunlichere bzw. gräulichere Matrix unterschieden werden (Photo 7 A und B und Photo 8). Wegen ihres Verwitterungsgrades und des Auftretens von Kalkbärten lassen sich die älteren **H1u**-Sedimente nicht immer eindeutig von dem Habitus der pleistozänen Kiese unterscheiden. Die Kiese der **H1u** sind aber wesentlich seltener mit Tonhäutchen überzogen und der Eisenüberzug der **P** fehlt ihnen gänzlich. An manchen Standorten weisen die **H1u** bis zu 1 m mächtige sekundäre Kalkkrusten auf. Oft sind diese Sedimentkörper bis zum obersten Kalkhorizont erodiert und bilden nun die heutige Oberfläche. Die Mächtigkeiten der **H1u** liegen zwischen 1,5 m und 8 m. Sie wurden an 73 Standorten im Rio Palancia-Einzugsgebiet kartiert.

Etwas deutlicher von den **P** zu unterscheiden sind die unteren Schichtglieder **H2u** der jüngeren holozänen Alloformation. Sie sind zwischen 1 m und 6 m mächtig. Man findet sie heute an 29 Standorten sowohl in den mittleren und unteren Talabschnitten des Rio Palancia und des Rio Seco als auch in Mündungsbereichen der Nebenflüsse des Hauptstroms. Sie sind die, relativ zum Talweg, innerhalb der Sedimentkaskade am tiefsten vorkommenden holozänen Ablagerungen, die einem ehemals breiten Flussbett, einem *braided river* System, zugeordnet werden können. Auch sie sind in die pleistozänen Sedimente eingeschaltet und können durch ihre offensichtliche Erosionsdiskordanz von diesen unterschieden werden (Photo 7 A und B und Photo 8). Die **H1u** und **H2u** sind im Gelände nicht gemeinsam innerhalb eines Aufschlusses anzutreffen. Während der vertikale Abstand zwischen den **H1u**- und den **H2u**-Ablagerungen im oberen und mittleren Flussabschnitt noch größer ist, so konvergieren ihre Positionen zum Unterlauf hin (Abb. 28 und Kap. 6).



Photo 8: Aufschluss der **H2** und **P** ca. 2,5 km flussaufwärts von Estivella. Aufgenommen von einer ca. 2 m mächtigen **H3** Terrasse, die unmittelbar an das aktuelle Gerinnebett des Rio Palancia anschließt. Im unteren Bereich befinden sich pleistozäne Sande und Kiese, die nach oben hin vor allem als Sande ausgeprägt sind. Darüber liegen, durch eine deutliche Erosionsdiskordanz getrennt, die **H2u**-Ablagerungen. Die oberste Lage wird von Hochflutsedimenten (**H2o**) gebildet, die auf den torrentiell abgelagerten **H2u**-Sedimenten zur Ablagerung kamen. Die Terrassenoberfläche wird landwirtschaftlich genutzt. Zum Zeitpunkt der Aufnahme wurden junge Zitrusfrüchte eingepflanzt (Photo: Hoinkis).

Ihre bräunlich gräuliche Matrix ist deutlicher ausgeprägt und der Verwitterungsgrad der Kiese wesentlich geringer als der der älteren **H1u** und der **P**. Den **H2u**-Kiesen fehlen die Tonhäutchen und der Eisenüberzug gänzlich. Einige Aufschlüsse zeigen mehrere dünne sekundäre Kalkschichten in den **H2u**-Sedimentschichten von bis zu 0,5 m Mächtigkeit. Jedoch fehlen ihren Kiesen die Kalkbärtchen. Auch sind die Kiese und Sande leicht grabbar und abgesehen von den Bereichen, in denen sich Kalkkrusten entwickelt haben, nicht so stark zementiert wie in **H1u**- und **P**-Sedimentpaketen. Auch ihre heutige Oberfläche ist nicht immer koinzident mit ihrer ehemaligen Ablagerungsform (Abb. 5 B) und wird wie bei den **H1u** und **P** hauptsächlich durch *fillstrath terraces* gebildet.

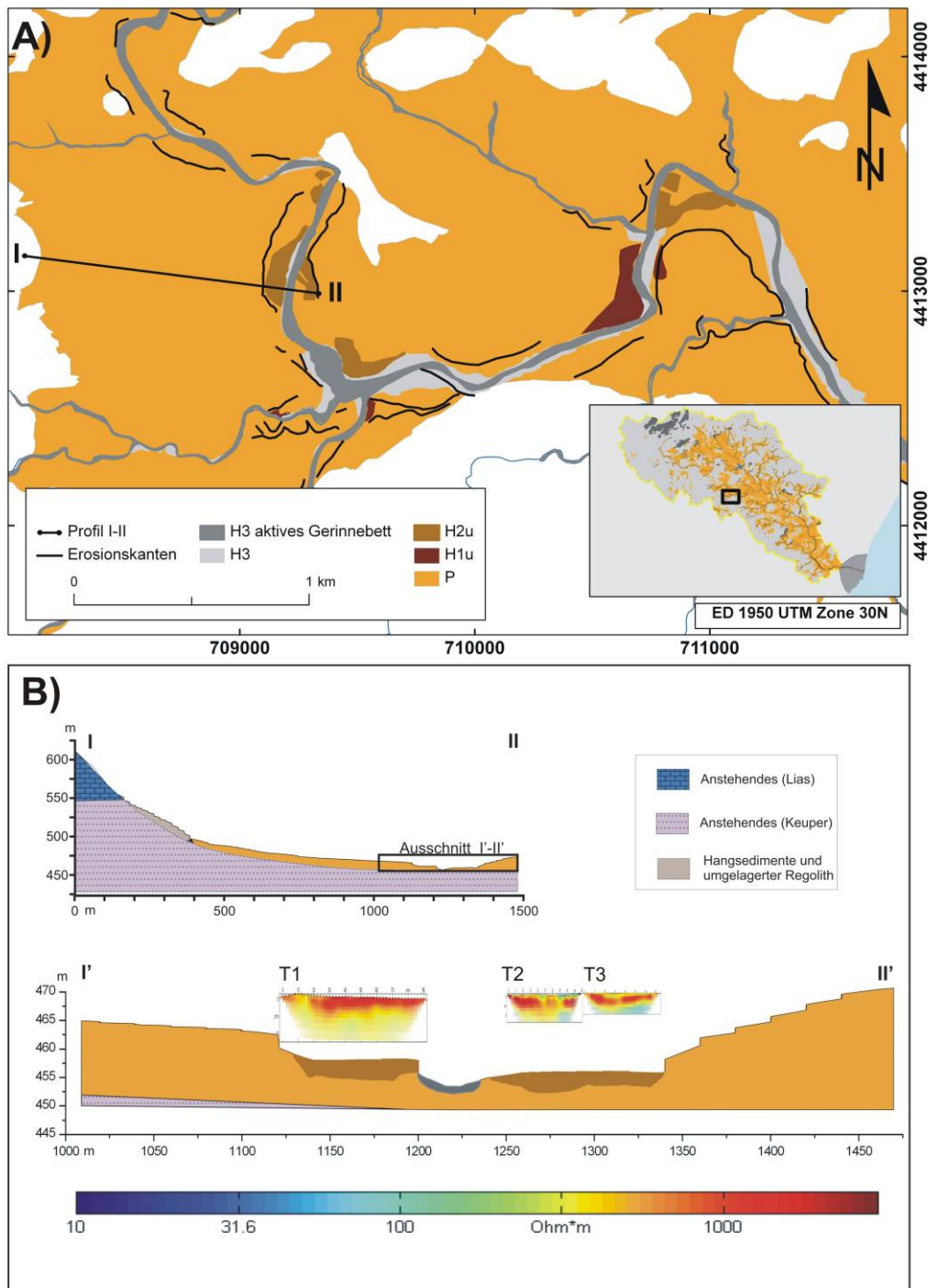


Abb. 5: A) Kartenausschnitt der fluvialen BK im Teileinzugsgebiet des Rio Seco. Zu sehen sind unter anderem kartierte Erosionskanten, die mit der Tieferlegung des Flussbettes und Ablagerung der **H1u**- und **H2u**-Komponenten assoziiert werden. B) Querschnittsprofil I–II des Rio Seco-Tales. Der Hangfuß besteht aus Kolluvium, das durch den Bau von landwirtschaftlichen Terrassen stark überprägt wurde. Querprofil I'–II': vergrößerter Ausschnitt des Talbodens. Er wird hauptsächlich aus fluvialen pleistozänen Sedimenten (**P**) gebildet, in die sich die **H2u** eingegraben haben. Auch ihre Oberflächengestaltung ist nicht koinzident mit ihrer Ablagerungsform. Das gegenwärtige **H3**-Gerinnebett hat sich tief in **H2u**-Ablagerungen eingeschnitten und wird nur im Unterlauf des Rio Seco von alluvialen Terrassen gesäumt. Die geoelektrischen Profile T1–T3 sind in ihren Proportionen dem Querprofil angepasst und zeigen die **H2u**-Ablagerungen mit höheren elektrischen Widerständen gegenüber den darunterliegenden **P**.

4.2.6 Alloformation H3

Alluviale Terrassen befinden sich auf der untersten Ebene des flachen Talbodens nahe dem heutigen Gerinnebett. Diese Terrassenkörper haben im Schnitt eine Mächtigkeit von 2 m und maximal 5 m. Man findet sie in den breiteren Talbereichen der größeren Nebenflüsse (z. B. Rio Seco, Rio Almedijar, Barranco de Sergat, Rio Algima, Rio Azuebar) und des Rio Palancia. In den steilen oberen Einzugsgebieten sind sie häufig Talengstellen vorgelagert (siehe Abb. 6 A). Ihre basale Lage besteht aus unsortierten Mittelkiesen bis Blöcken, deren Zwischenräume mit Sanden gefüllt sind. Sie gleichen den typischen unsortierten Gerinnebettablagerungen, die man im heutigen aktiven Gerinnebett findet. Darüber gehen die sedimentären Sequenzen in besser stratifizierte Lagen von Sanden und Kiesen über (Photo 9). Die oberste Schicht wird im Allgemeinen durch feinere, schluffig-sandige Hochflutablagerungen mit Mächtigkeiten von 30–50 cm aufgebaut. In manchen breiteren Talabschnitten, vor allem im mittleren und unteren Abschnitt des Rio Palancia, dominieren Serien von alluvialen Terrassen den unteren Talboden, die durch Kantenhöhen von 0.5–2 m voneinander getrennt sind. Die vorteilhaften edaphischen Bedingungen und der Grundwasserspiegel nahe der heutigen Oberfläche begünstigen den Anbau von Plantagen (z. B. Zitrusfrüchte, Olivenbäume, Mandelbäume, Walnussbäume und Feigenbäume). An heute aufgegebenen Standorten befindet sich Weichholzaun-Vegetation mit Pappeln (*Populus alba*) und Schilfrohr (*Phragmites communis*). Durch die intensive Nutzung dieser Terrassen, deren steile Erosionskanten mit Mauern befestigt sind, wurde das aktuelle Gerinnebett von diesen Terrassen künstlich separiert.

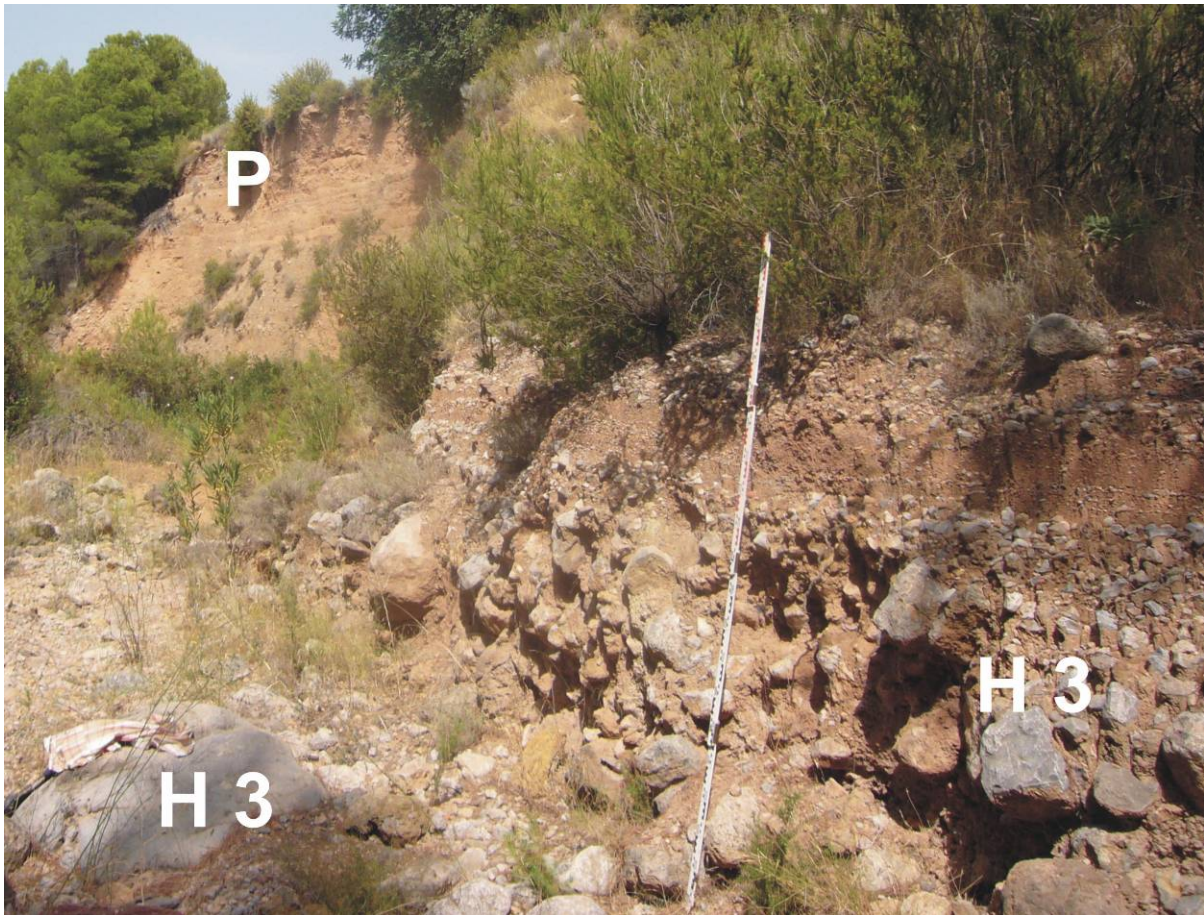


Photo 9: Aufnahme der **H3** und **P** im Barranco del la Rubia, etwa 800 m flussaufwärts von seiner Mündung in den Rio Seco. Im Hintergrund ist ein 6 m hoher Aufschluss, der von der Alloformation **P** gebildet wird, zu sehen. Am rechten Rand ist der Aufbau einer typischen **H3**-Terrasse mit unsortierten torrentiellen Sedimenten an der Basis und den darüber liegenden Sequenzen von nach oben hin immer kleiner werdenden Korngrößen zu sehen. Der Talweg (links vorne) wird durch unsortierte torrentielle Ablagerungen, wie sie der Basis der Terrasse entsprechen, gebildet (Photo: Hoinkis).

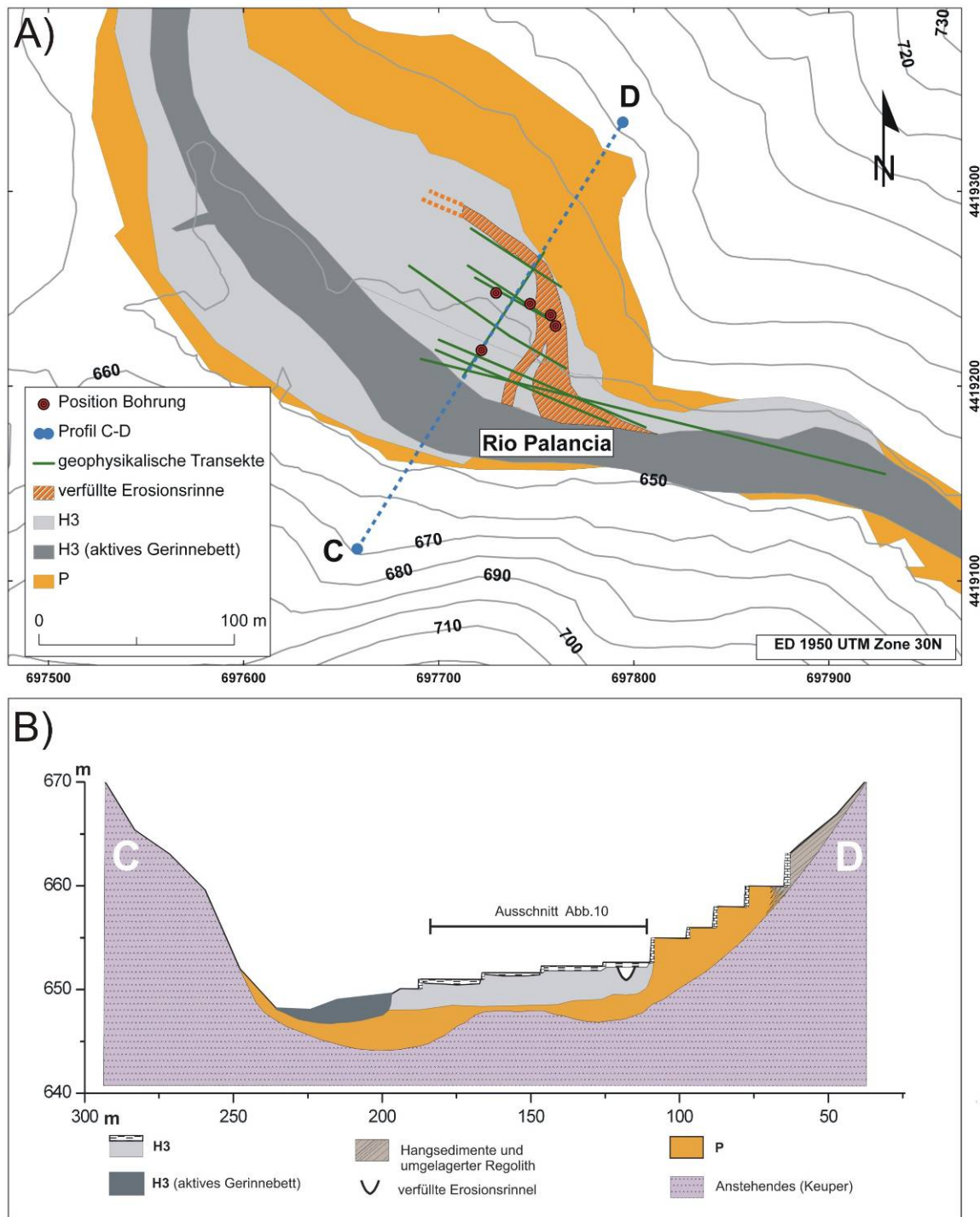


Abb. 6: A) Kartenausschnitt flussaufwärts von der Ortschaft Teresa im oberen Einzugsgebiet. Eingezeichnet sind auch alle geophysikalischen Transekte, die an diesem Standort durchgeführt wurden, sowie eine über GPR-Messungen ermittelte verfüllte Erosionsrinne. B) Talquerprofil und Interpretation der alluvialen Talverfüllung, basierend auf geomorphologischen (Rammkernsondierungen und Grabung) und geophysikalischen Aufnahmen. In Abb. 10 sind exemplarisch ausgewählte geophysikalische Aufnahmen dazu dargestellt. Die Holzkohlefragmente zur ^{14}C -Datierung mit der Lab-ID KIA-36534 und KIA-36535 (siehe Tab. 2) wurden einer Rammkernsondierung, die in diesem *paleochannel* abgeteuft wurde, entnommen.

Obwohl die obere Lage der **H3**-Terrassen mit ihren besser sortierten und feineren Korngrößen andere Ablagerungsbedingungen repräsentieren, hat die Basis dieser **H3**-Terrassen die typischen unsortierten bis schlecht sortierten grobklastischen Ablagerungen mit denen, die im aktuellen Gerinnebett liegen, gemein. Und oft geht die unsortierte Basis der untersten **H3**-Terrasse übergangslos in die Gerinnebettablagerungen über. Kleinere Korngrößen sind im aktiven Gerinnebett unterrepräsentiert oder fehlen fast vollkommen.

Die Morphologie des heutigen aktiven Gerinnebettes ist geprägt durch eine signifikante Einschneidung von mehreren Metern bis mehreren Dekametern in die **P** und die **H1** bzw. **H2** und eine Verengung des Gerinnebettes (Photo. 6, 8 und 9). In manchen engen Abschnitten, in denen keine alluvialen **H3**-Terrassen zur Ablagerung kamen, grenzen steile bis senkrechte Böschungen den heutigen Talweg zu den *fillstrath terraces* ab und geben dem Gerinnebett Raum von 2 m bis zu wenigen Dekametern Breite, je nach Position im Teileinzugsgebiet oder im Hauptflusssystem. Weiterhin findet man diese Ablagerungen auch als Gerinneverfüllung innerhalb der *fillstrath terraces*-Körper. Diese sind oft durch Erosionskanten angeschnitten und dadurch aufgeschlossen (Photo 6 und 10). Die Korngrößen dieser Sedimente reichen von Sanden bis zu Blöcken und zeigen kaum bis gar keine Sortierung. Aufgrund ihrer Ähnlichkeit mit der basalen Lage der **H3**-Terrassen und den z.T. fehlenden Diskordanzen zu den alluvialen Terrassen werden sie der allostratigraphischen Einheit der **H3** zugeordnet. Der Übergang zum Anstehenden stellt zur gleichen Zeit das unterste Niveau der jüngsten Einschneidung dar. In steileren und engeren Abschnitten fehlen diese Sedimente häufig ganz und mesozoische Sedimentgesteine treten zu Tage. Nur im Unterlauf des Rio Palancia, auf einer Talwegstrecke von ca. 9,5 km zwischen Estivella und Sagunto, bedecken diese unsortierten Gerinnebettablagerungen stark zementierte pleistozäne Konglomerate. Die Mächtigkeiten der **H3** gehen hier im aktiven Gerinne aber nicht weit über 2 m hinaus und bedecken die pleistozänen Konglomerate zum Teil auch nur im Dezimeter-Bereich.

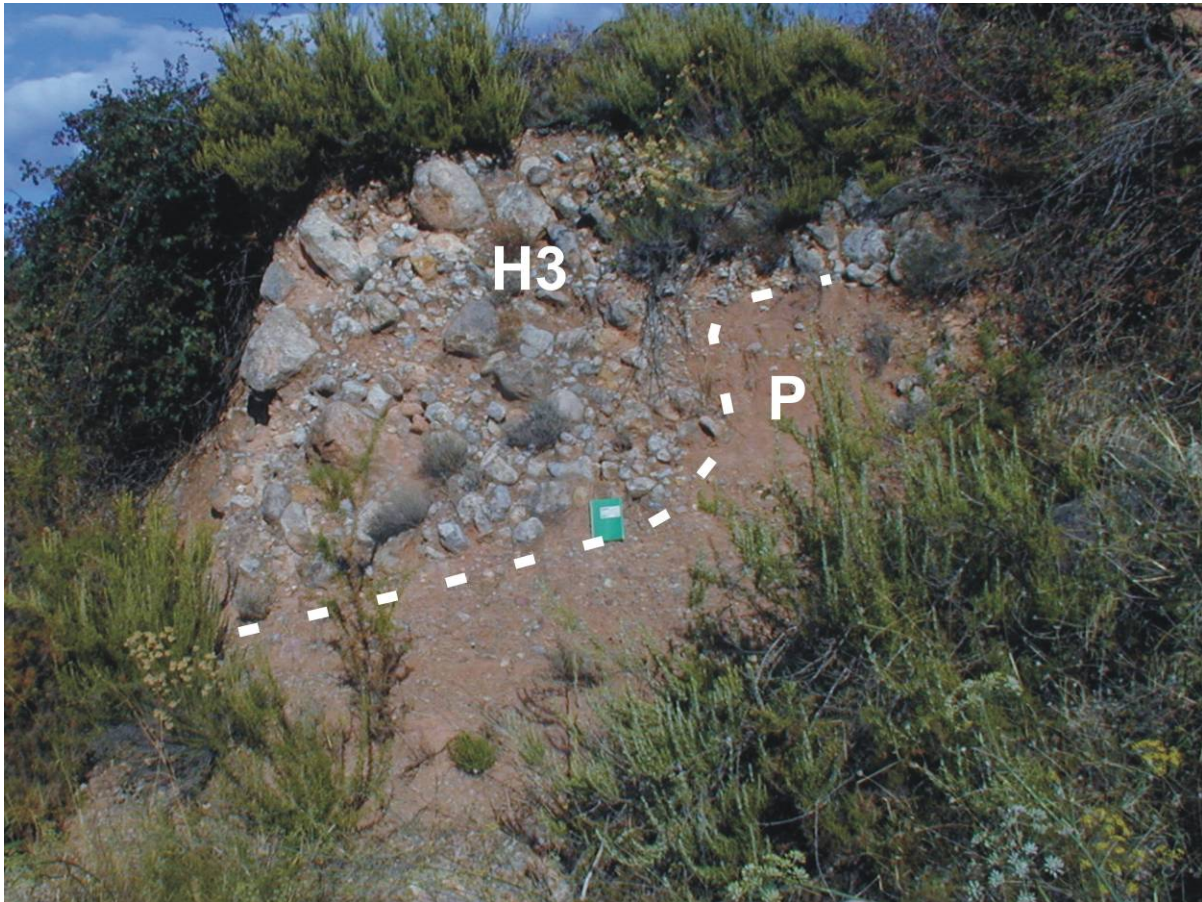


Photo 10: Aufnahme einer Rinnenfüllung mit unsortierten grobklastischen **H3**-Ablagerungen, die in torrentielle **P**-Ablagerungen eingeschaltet sind. Diese Rinnenverfüllung befindet sich im oberen Bereich einer *fillstrath terrace*. Das Photo wurde vom aktuellen Gerinnebett des Barranco del la Rubia aufgenommen, etwa 90 m flussaufwärts von seiner Mündung in den Rio Seco (Photo: Houben).

4.2.7 Das Rio Palancia-Flussdelta und die Küstenebene

Die Untersuchung zum Aufbau der Stratigraphie und der Verteilung der Sedimente, welche die Küstenebene und das Rio Palancia-Flussdelta formen, wurde von Projektpartnern des Instituto Geológico y Minero de España (IGME) durchgeführt. Fünf sedimentologische Aufnahmen aus Bohrungen im küstennahen Bereich wurden zwischen Castellon und Sagunto durchgeführt. Darunter wurde eine Bohrung im Jahr 2005 in das terrestrische Rio Palancia Delta, ca. 650 m von der heutigen Küstenlinie entfernt, auf 32 m geteuft. Die ersten Ergebnisse dazu wurden in Mediato & Santisteban (2006) und Mediato et al. (2006, 2007a, 2007b) veröffentlicht. Der Bohrkern dieser Bohrung konnte vom Autor selbst im Instituto Geológico y Minero de España in Madrid (Tres Cantos) besichtigt werden und wird wie folgt beschrieben. Bei ca. 30 m wurde die Grenze zu den pleistozänen Ablagerungen erbohrt, die

sich als stark durch sekundäre Kalke verbackene Konglomerate darstellten. Ähnlich aufgeschlossene Konglomerate findet man auch ca. 2 km flussaufwärts von Sagunto in einem Abschnitt von ca. 1 km im Rio Palancia Flussbett. Über dieser Erosionsdiskordanz haben sich im zentralen Teil des Deltas die holozänen Sande und Kiese abgelagert. Bis zu einer Tiefe von ca. 23 m befinden sich Fein- bis Mittelkiese, die zwar gerundet, jedoch zerbrochen sind und damit sehr wahrscheinlich unter Einfluss der Meeresbrandung standen. Darüber folgen gerundete Kiese und Steine mit einer zum Teil sandigen Matrix. Ab ca. 9 m schalten sich immer wieder Lagen bis zu 1 m Mächtigkeit aus feineren, schluffigen bis sandigen Sedimenten ein, die sich mit den gerundeten Ablagerungen abwechseln. Diese feineren Sedimente bilden dann ab einer Tiefe von 4,7 m die oberste Lage. Die holozänen Delta-Ablagerungen sind in das pleistozäne Delta eingeschaltet und nehmen den zentralen Teil des größeren pleistozänen Deltas ein.

4.2.8 Calciumkarbonatanteil

Der relative Calciumkarbonatanteil (CaCO_3) aller Proben liegt zwischen 3,12 rel. Gew.-% und 83,03 rel. Gew.-%, jedoch im Schnitt mit 46,24 rel. Gew.-% recht hoch. Der Kalkgehalt in den Proben, die aus **P** stammen, erstreckt sich zwischen 15,58 rel. Gew.-% und 77,08 rel. Gew.-%. Der Durchschnitt liegt bei 49,66 rel. Gew.-% ($n=16$). Der Kalkanteil in den **H1u**-Ablagerungen beträgt zwischen 30,75 rel. Gew.-% und 64,5 rel. Gew.-% ($n=3$). Auch in den **H2u**-Sedimenten erreicht der Kalkgehalt mit einer Bandbreite von 24,42–83,03 rel. Gew.-% und im Schnitt mit 57,44 rel. Gew.-% ($n=27$) einen hohen Wert.

Nur geringfügig kleiner sind die CaCO_3 -Anteile in den **H3**-Terrassen mit einem Durchschnittswert von 43,12 rel. Gew.-% und einer recht breiten Spannweite von 3,12 rel. Gew.-% bis 82,79 rel. Gew.-% ($n=80$). Der CaCO_3 -Anteil aus den feineren schluffig-sandigen Ablagerungen, die im oberen Bereich der **H3**-Terrassen häufig zu finden sind, liegen zwischen 37,5–46,33 rel. Gew.-% und durchschnittlich bei 41,21 rel. Gew.-% ($n=7$). Drei der Alloformation **H2o** zugeordneten Proben, die aus Hochflutsedimenten entnommen wurden, haben einen Kalkgehalt zwischen 21,00 rel. Gew.-% und 39,50 rel. Gew.-%. Einen Überblick zu den Laborwerten, zum Tonmineralgehalt und zu den elektrischen Widerstandswerten der Alloformationen gibt Tab. 1.

Tab. 1: Laborwerte zum Kalkgehalt, zum org. Kohlenstoffanteil, zum pH-Wert, zum Illit-Anteil, zum Anteil der irregulären Wechsellagerung von Smektit und Illit und zu den elektrischen Widerstandswerten der einzelnen Alloformationen und ihrer Schichtglieder.

Allo-formation	Schicht-glied	Fazies	Ø CaCO ₃ [rel. Gew.-%]	Ø C _{org} [rel. Gew.-%]	Ø pH	Ø Fe _d [rel. Gew.-%]	Ø Fe _o [rel. Gew.-%]	Ø Fe _d /Fe _o	Illit [rel. %]	ML Illit-Smektit irr. [rel. %]	elek. Widerstand [Ωm]
P		<i>braided river</i> Fazies	49,66	0,2	7,9	0,9	0,01	0,02	45,3	17,6	100–600
H1	unteres, H1u	<i>braided river</i> Fazies	49,44	0,2	8,1	0,6	0,02	0,04	49,7	8,64	---
H2	unteres, H2u	<i>braided river</i> Fazies	57,4	0,3	7,9						>1000
H2	oberes, H2o	Hochflut Fazies	32	2,0	7,6	---	---	---	---	---	---
H3	unteres	unsortierte torrentielle Fazies	43,1	1,1	7,6	---	---	---	---	---	250->1000
H3	oberes	Hochflut Fazies	41,2	2,1	7,6	---	---	---	---	---	150–300

4.2.9 Organischer Kohlenstoffanteil

Der organische Kohlenstoffanteil (C_{org}) liegt zwischen 0,06 rel. Gew.-% und 3,29 rel. Gew.-% und im Schnitt bei 0,87 rel. Gew.-%. Die aus den pleistozänen Sedimenten entnommenen Proben haben einen durchschnittlichen C_{org}-Gehalt von 0,21 rel. Gew.-% und variieren zwischen 0,12 rel. Gew.-% und 0,33 rel. Gew.-%. Der durchschnittliche C_{org}-Gehalt der **P** befindet sich bei 0,21 rel. Gew.-% bei einer Spanne von 0,12–0,33 rel. Gew.-% (n=14). Die drei Proben aus den **H1u**-Sedimenten besitzen einen relativen C_{org}-Anteil von 0,14 rel. Gew.-% bis 0,35 rel. Gew.-%. Auch die C_{org}-Anteile aus den **H2u**-Sedimenten erreichen mit einem durchschnittlichen Wert von 0,28 rel. Gew.-% diesen Bereich (Wertebereich: 0,06–0,98 rel. Gew.-%, n=29).

Dagegen liegen die C_{org} -Anteile aus den **H3**-Terrassen im Schnitt mit 1,10 rel. Gew.-% deutlich höher (Wertebereich: 0,10–3,03 rel. Gew.-%, $n=80$). Der Anteil in der obersten sandig-schluffigen Schicht der **H3**-Terrassen erreicht mit durchschnittlichen 2,13 rel. Gew.-% noch höhere Werte (Wertebereich: 1,46–3,03 rel. Gew.-%, $n=7$). Auch die drei Proben aus den Hochflutsedimenten, die dem oberen Schichtglied der Alloformation **H2** zugeordnet werden, haben einen recht hohen durchschnittlichen Wert von 1,99 rel. Gew.-% (Wertebereich: 1,06–3,29 rel. Gew.-%).

4.2.10 pH-Wert

Schon auf Grundlage der relativ hohen CaCO_3 -Anteile innerhalb der Proben sind pH-Werte im sehr schwachen bis schwach alkalischen Bereich (Ad-hoc-AG Boden, 2005) zu erwarten. Dies zeigen auch die ermittelten pH-Werte, die sich zwischen 7,45 und 8,26 bewegen. Die pH-Werte der Proben aus den **P** besitzen eine Bandbreite von 7,65–8,2 und einen Schnitt von 7,88 ($n=16$). Für die **H1u**-Ablagerungen liegen nur 3 Ergebnisse vor, die zwischen 7,95 und 8,26 liegen. Die pH-Werte der Proben aus den **H2u**-Ablagerungen liegen im Schnitt bei 7,88 bei einer Bandbreite von 7,74 bis 8,01 ($n=25$). Somit liegen die pH-Werte der **P**, **H1u** und **H2u** im schwach alkalischen Bereich.

Der pH-Wertebereich aus den Proben der **H3**-Terrassen befindet sich zwischen 7,56–7,69 und im Schnitt bei 7,6 ($n=75$). Die pH-Werte aus dem oberen Bereich der **H3**-Terrassen, also aus den feineren schluffig-sandigen Ablagerungen, erstrecken sich von 7,56–7,68 und ergaben im Mittel 7,63 ($n=6$). Für die schluffig-sandigen Hochflutablagerungen der **H2o** liegen nur 3 Proben vor, deren pH-Werte sich zwischen 7,56 und 7,69 befinden. Für die **H3**-Terrassen und die Hochflutsedimente sind somit etwas geringere pH-Werte vorhanden, die im sehr schwach alkalischen Bereich liegen.

4.2.11 Dithionit- (Fe_d) und oxalatlösliches Eisen (Fe_o)

Das Verhältnis von amorphem Fe_o zu seinem durch Wasserabspaltung kristallisierten Folgeprodukt Fe_d gibt den Grad der Verwitterung an und damit indirekt einen Hinweis auf das relative Alter (Torrent et al., 1980). Auch wenn die Anzahl ($n=8$) der in dieser Arbeit verwendeten Proben aus den pleistozänen Sedimenten, die für die Fe_d - bzw. Fe_o -Anteilsermittlung herangezogen wurden, recht gering ist, werden die Ergebnisse hier

dargestellt, da die Werte in ihren Größenordnungen mit denen von Torrent et al. (1980) vergleichbar sind, jedoch etwas niedriger liegen.

Die Ergebnisse zur Fe_d - und Fe_o -Anteilsbestimmung werden für die **H1u**- und die **H2u**-Ablagerungen zusammengefasst, da nur 2 Werte für das untere Schichtglied der **H1** zur Verfügung stehen und sich die Werte im gleichen Wertebereich befinden. Die ermittelten Fe_d -Werte der **P** liegen im Schnitt mit 0,9 rel. Gew.-% höher als die der **H1u**- und **H2u**- mit 0,6 rel. Gew.-%. Es gibt jedoch einen breiten Überschneidungsbereich. So schwanken die Werte in den **P**-Ablagerungen zwischen 0,6 rel. Gew.-% und 1,4 rel. Gew.-% und die Werte aus den **H1u** und **H2u** zwischen 0,2 rel. Gew.-% und 1,3 rel. Gew.-%. Demgegenüber sind die Fe_o -Werte im Schnitt mit 0,01 rel. Gew.-% der **P** und 0,02 rel. Gew.-% in den **H1u** und **H2u** fast gleich hoch. Die Werte der **P** variieren zwischen 0,005 rel. Gew.-% und 0,03 rel. Gew.-% und liegen damit nur geringfügig niedriger als die Werte der **H1u** und **H2u**, die sich zwischen 0,007 rel. Gew.-% und 0,098 rel. Gew.-% befinden.

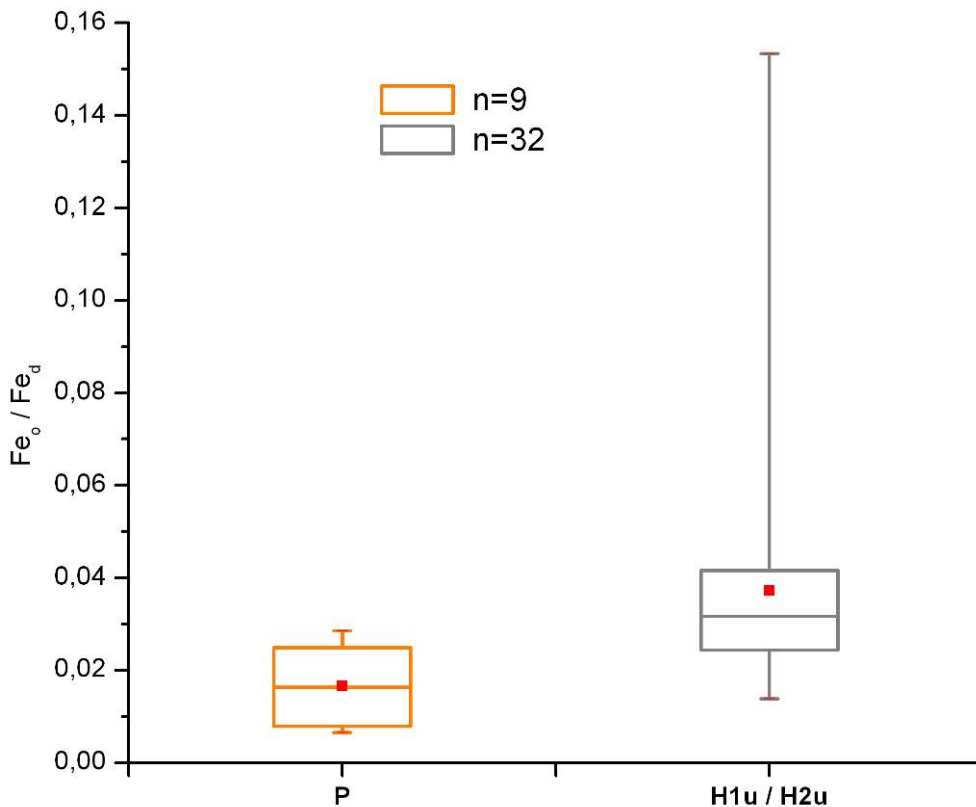


Abb. 7: Boxplot des Fe_o/Fe_d -Verhältnisses mit Spannweite, Median, 25 %- bzw. 75 %-Quantil und Mittelwert (rotes Quadrat) der relativen Gewichtsprozentanteile differenziert nach **P** und **H1u/H2u**.

Das Fe_o/Fe_d -Verhältnis in den pleistozänen Ablagerungen befindet sich im Schnitt mit 0,02 deutlich unter dem der jüngeren **H1u**- und **H2u**-Ablagerungen mit 0,04. Jedoch gibt es auch hier einen breiten Überschneidungsbereich. So liegt das Verhältnis in den **P** zwischen 0,007 und 0,03 und bei den **H1u** und **H2u** zwischen 0,01 und 0,15 (siehe Abb. 7). Betrachtet man jedoch individuelle Aufschlusssituationen im gesamten Profil, so liegen die Werte häufig unterhalb der Erosionsdiskordanzen, also in den pleistozänen Sedimenten deutlich höher als in den jüngeren **H1u**- und **H2u**-Ablagerungen darüber. In Abb. 8 sind exemplarisch die Fe_d - und Fe_o -Anteile in den pleistozänen Sedimenten und in den **H2u**-Ablagerungen anhand zweier Aufschlüsse zu sehen (Photo 11).

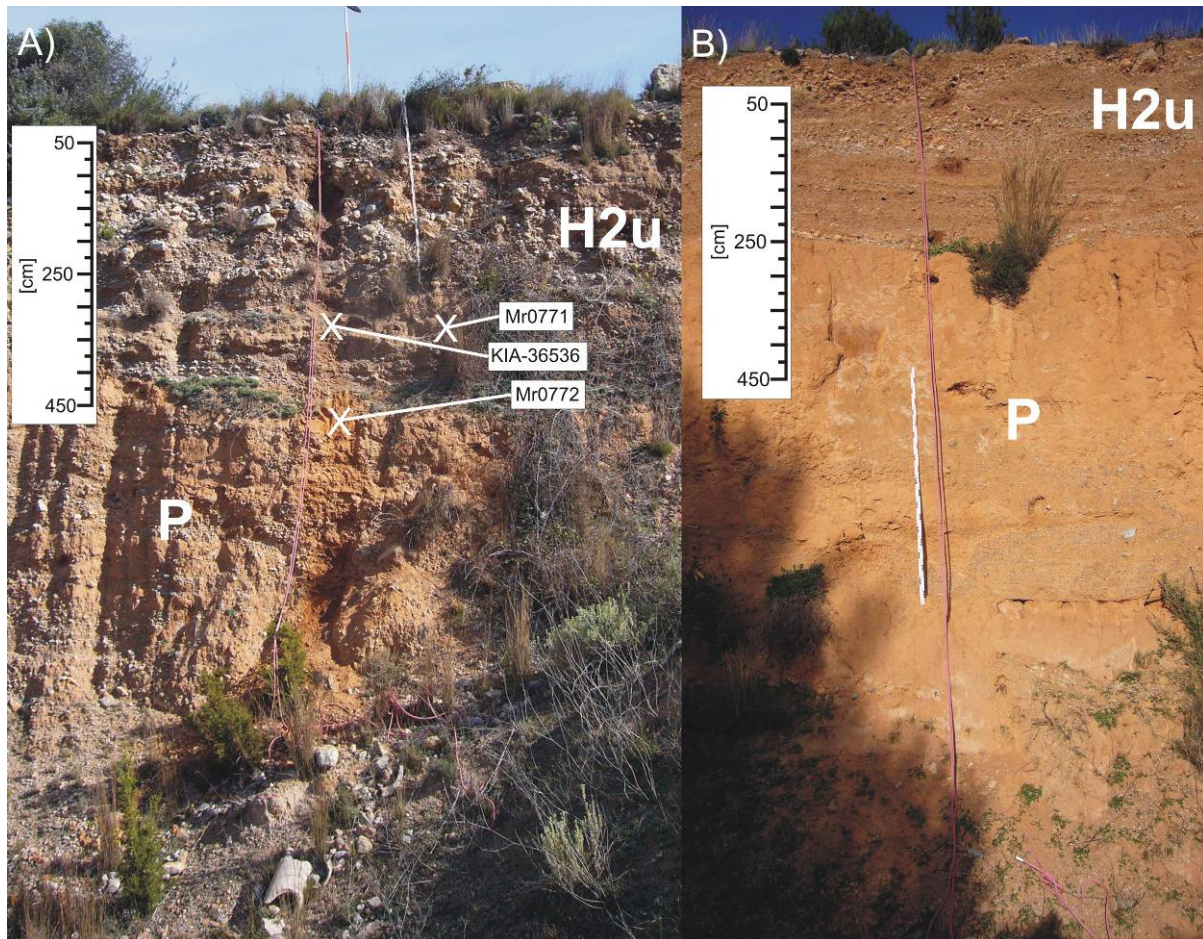


Photo 11: A) Künstlicher Aufschluss „Grube1“ der **P** und **H2u**. Aufgenommen in einer Kiesgrubenausschachtung 50 m orographisch links des Rio Seco. B) Natürlicher Aufschluss „WP 0842“ der **P** und **H2u** vom aktuellen Gerinnebett aufgenommen. Beide Aufschlüsse befinden sich im mittleren Talabschnitt des Rio Seco westlich von Altura. Der Aufschluss „Grube1“ befindet sich ca. 400 m flussaufwärts von „WP 0842“. Auf Photo A) und B) sind die Tiefenskalen vertikal so positioniert, dass sie 50 cm unterhalb der Oberkante an der Stelle des Probenentnahmeprofils (Seilposition) beginnen (zu den Analyseergebnissen der entnommenen Proben siehe Abb. 8 und Abb. 9). In beiden Aufschlüssen sind sandig-kiesige **H2u**-Ablagerungen von **P**-Ablagerungen durch eine deutlich sichtbare Erosionsdiskordanz voneinander getrennt. In den **P**-Ablagerungssequenzen sind innerhalb einer Wechsel-Lagerung mit torrentiell abgelagerten Kiesen die schluffig-sandigen Sedimentationspakete in Aufschluss „WP 0842“ wesentlich mächtiger als in Aufschluss „Grube1“. In Photo A) sind die Entnahmepositionen der beiden Proben für die OSL-Datierung mit dem Lab.-ID: Mr0771 und Mr0772 (siehe Tab. 3) sowie die Entnahmepositionen der ^{14}C -Probe mit der Lab.-ID: KIA-36536 (siehe Tab. 2) jeweils mit einem Kreuz markiert (Photos: Hoinkis).

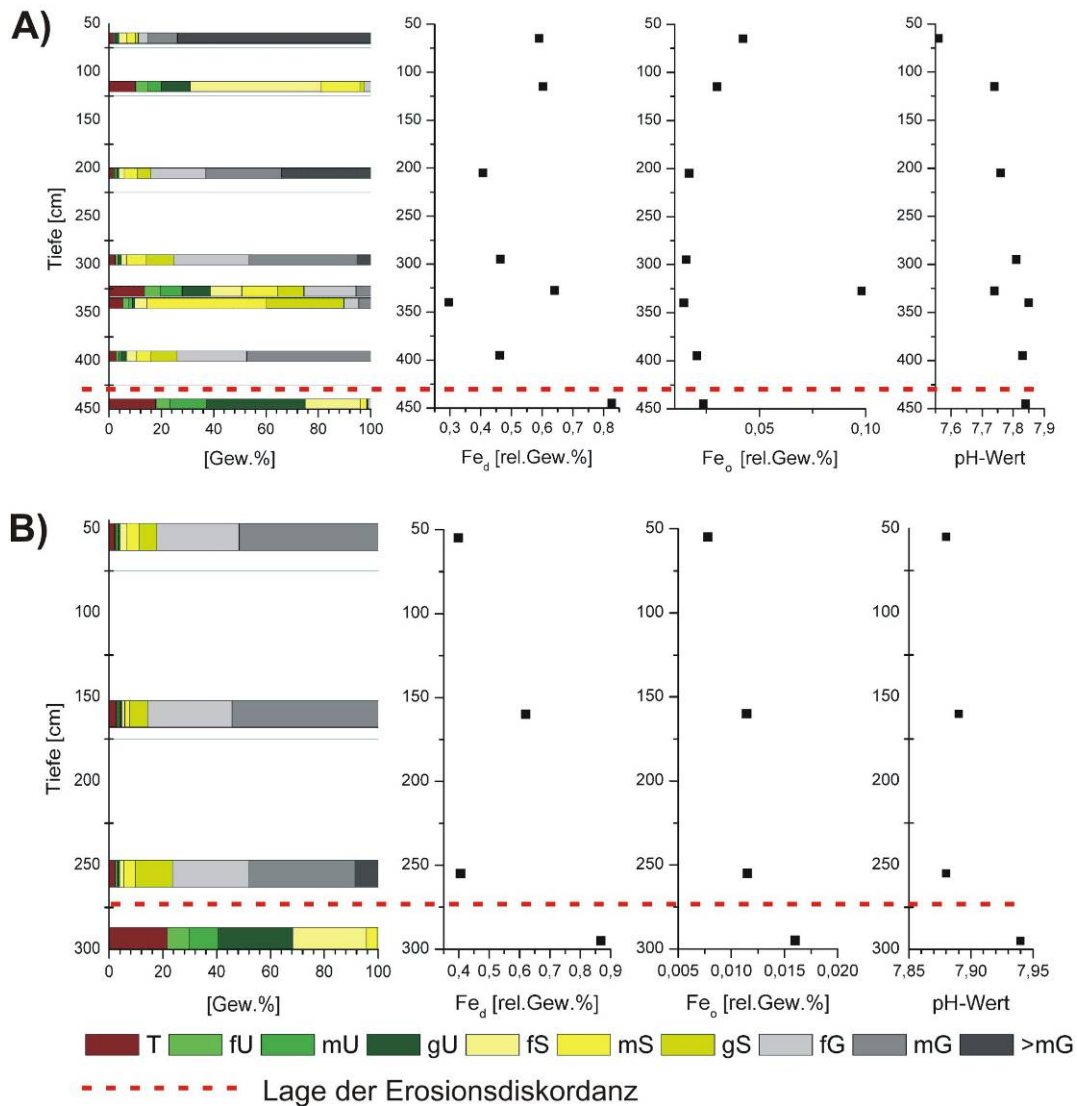


Abb. 8: Laborergebnisse zu den in Photo 11 dargestellten Aufschlussituationen im Teileinzugsgebiet des Rio Seco westlich von Altura. A) Aufschluss „Grube 1“ und B) Aufschluss „WP 0842“. Die Korngrößen sind in einem gestapelten Balkendiagramm mit Korngrößenfraktionen nach Ad-hoc-AG Boden (2005) für die jeweilige Probenentnahmetiefe dargestellt. Daneben sind jeweils die relativen Gew.-% Anteile von Fe_d und Fe_o sowie die pH-Werte der Proben für die jeweilige Probenentnahmetiefe aufgeführt.

4.2.12 Mineralanalyse

Die relativen Anteile in Prozent der Minerale werden hier einerseits auf das gesamte gemessene Mineralspektrum und andererseits ausschließlich auf das Tonmineralspektrum (nur Tonminerale) bezogen angegeben.

In den analysierten Proben ist das Dreischichtsilikat Smektit (Montmorillonit) mit 2,1 rel. % bzw. 3,7 rel. % (nur Tonminerale) Anteil extrem gering vertreten, es konnte nur nach

Ethylenglykolbehandlung nachgewiesen werden. Die reguläre Wechsellagerung (ML I-S reg.) setzt sich allgemein aus einer Wechsellagerung von 50:50 Smektit- zu Illit-Anteilen zusammen. Für die ML I-S reg. wurde in den Proben ein Anteil von 5,7 rel. % bzw. 8,8 rel. % (nur Tonminerale) bestimmt. Die irreguläre Wechsellagerung (ML I-S irr) besitzt einen geringen Anteil an Smektit (i.d.R. <15 %), sie ist nach der Ethylenglykolbehandlung verschwunden. Sie kann aber bei der Lufttrockenmessung mit 6,9 rel. % bzw. 10,1 rel. % (nur Tonminerale) gemessen werden. Der Illit-Anteil (nicht quellfähige 10 Å Komponente, dioktaedrisch und damit Al-betont) kann mit 31,7 rel. % bzw. 49 rel. % (nur Tonminerale) angegeben werden. Ein bei 7 Å auftretender Doppelreflex geht aus dem Ergebnis des Kaolinites und des Chlorit-Anteils bei 3,58 Å und 3,54 Å hervor und wird damit zusammen als Kaolinit-Chlorit-Anteil betrachtet. Er liegt bei 8,4 rel. % bzw. 13,3 rel. % (nur Tonminerale).

Quarz ist nur mit einem geringen Anteil von 2,2 rel. % vertreten. Goethit ist fast in jeder Probe nachweisbar und nimmt einen Anteil von 3,4 rel. % ein. Calcit kommt mit 30 rel. % als reines CaCO₃ (kein Mg-Anteil) vor und ist diagenetisch sekundär als Caliche in den Sedimenten vorhanden.

Auch hier werden **H1u** und **H2u** zusammen betrachtet, da sie vergleichbare Ergebnisse aufweisen. Vergleicht man den relativen Anteil der Tonminerale aus den **P** mit den relativen Anteilen aus den **H1u**- bzw. **H2u**-Schichtgliedern miteinander, können höchstens Tendenzen festgestellt werden. Dies mag auch auf die relativ kleine Probenanzahl (8) aus den pleistozänen Sedimenten, deren Werte darüber hinaus auch eine große Streuung aufweisen, zurückzuführen sein. Demgegenüber stehen 40 Proben aus den **H1u/H2u**-Ablagerungen. Allein der schon in allen Proben mit geringem Anteil vorkommende Smektit scheint in den pleistozänen Ablagerungen einen noch geringeren Anteil zu besitzen.

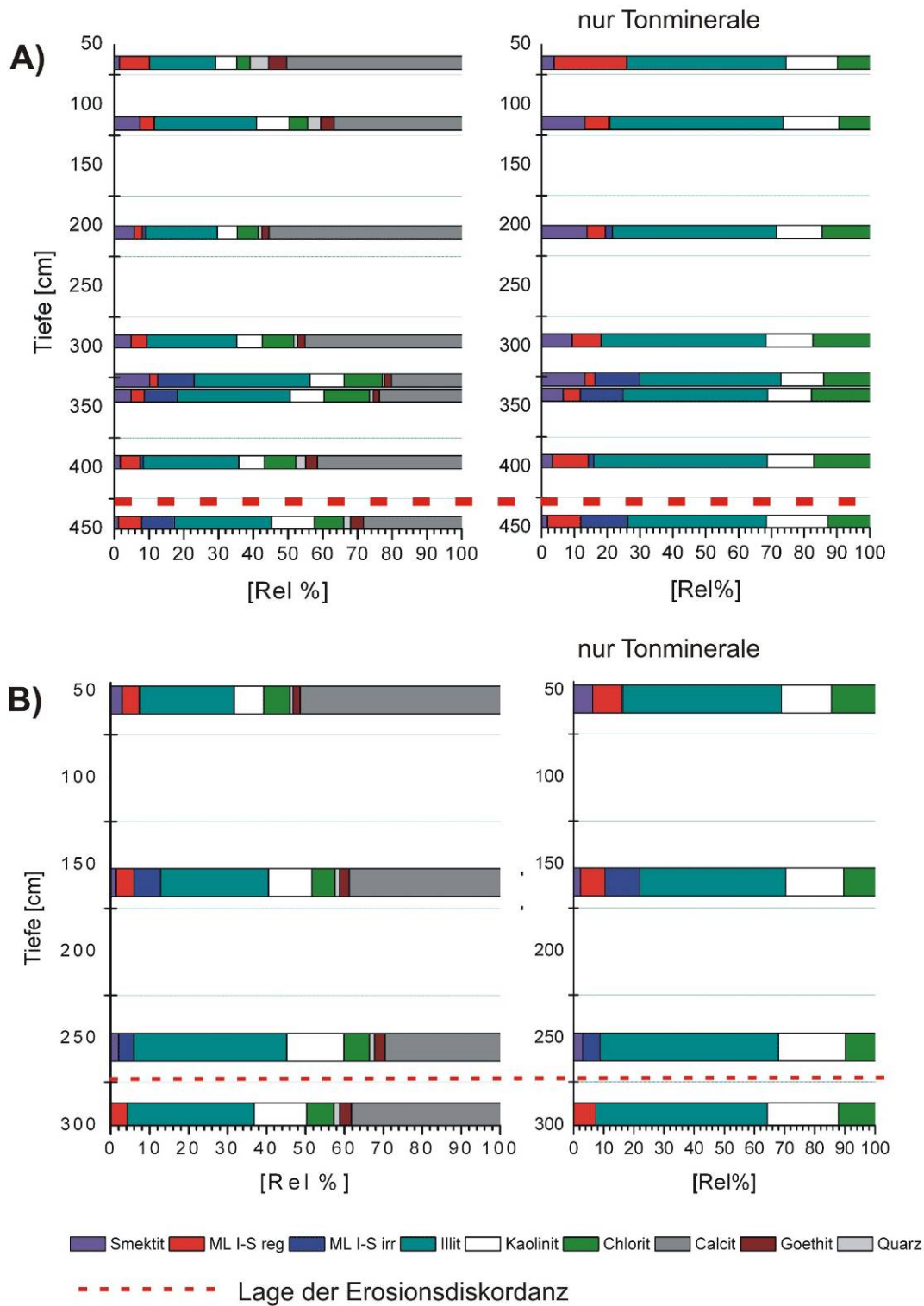


Abb. 9: Gestapeltes Balkendiagramm mit den Ergebnissen zur Mineralanalyse A) Aufschluss „Grube1“ und B) Aufschluss „WP 0842“. Zur Aufschlusssituation siehe Photo 11, vergleiche auch Abb. 8. In den Balkendiagrammen auf der linken Seite sind jeweils alle detektierten Minerale aufgetragen, wohingegen in den Balkendiagrammen auf der rechten Seite nur die Tonminerale dargestellt werden. Zur Legende: **ML I-S reg** steht für eine reguläre Wechsellagerung mit ca. 50:50 Smektit zu Illit. **ML I-S irr** steht für eine irreguläre Wechsellagerung mit geringen Anteilen an Smektit (i.d.R. < 15 %). Diese ist bei einer Ethylenglykolbehandlung verschwunden.

Demgegenüber stellt sich der gemittelte relative Illit-Anteil (nur Tonminerale) in den **H1u/H2u**-Ablagerungen mit 49,69 rel. % etwas erhöht gegenüber dem Anteil in den pleistozänen Ablagerungen mit 45,27 rel. % dar. Auch die irreguläre Wechsellagerung Illit-Smektit (nur Tonminerale), die in den pleistozänen Ablagerungen mit einem Mittelwert von 17,58 rel. % gegenüber 8,64 rel. % in den **H1u/H2u**-Ablagerungen vorkommt, kann hier vergleichend gegenüber gestellt werden. Jedoch ergibt sich kein signifikanter Unterschied auf Grundlage dieser Proben in der Mineralzusammensetzung, der den **P** bzw. den **H1u/H2u**-Ablagerungen zugeordnet werden kann. Selbst bei der individuellen Profilbetrachtung ist hier kein eindeutiger mineralogischer „Fingerabdruck“ zu identifizieren, den man diesen **BK** zuordnen könnte. In Abb. 9 ist die Mineralanalyse der oben erwähnten Aufschlüsse „Grube1“ und „WP 0842“ dargestellt (Photo 11, Abb. 8).

4.2.13 Geophysikalische Attribute der **BK**

Die Kombination aus GPR und geoelektrischen Messungen stellte sich als starkes Instrument zur Erkundung der **BK** heraus. In sich kreuzenden Radarprofilen konnten Strukturen von einzelnen hervorstechenden Reflektoren über mehrere Profile hinweg verfolgt werden. Somit konnten fortlaufende Schichtflächen aufgezeichnet werden. Während mit dem GPR im Wesentlichen die Änderung der Dielektrizitätszahl des Untergrundes angezeigt werden kann, wird mit der Geoelektrik der elektrische Widerstand des Untergrundes gemessen.

Dielektrizitätsmessungen an Mischproben <2 mm aus dem Arbeitsgebiet (**P**, **H2u** und **H3**-Terrassen) ergaben eine sehr gute positive Korrelation der Dielektrizitätszahl mit zunehmendem Wassergehalt (gravimetrische Wassergehaltsmessungen). Die Dämpfung der Radaramplituden erhöht sich jedoch nicht nur mit steigendem Wassergehalt, sondern auch unter anderem mit steigendem Feinmaterialanteil. Somit ist auch eine starke Dämpfung in einer relativ trockenen Probe mit hohem Tongehalt zu verzeichnen (Salat & Junge, 2008, 2010). Ein Vergleich mit geoelektrischen Messungen und Radarmessungen an gleichen Profilen zeigt, dass die Radaramplituden mit zunehmender Leitfähigkeit abnehmen und dementsprechend mit abnehmender Leitfähigkeit zunehmen (Abb. 4 C). Beide Methoden ergänzen einander und einzelne Grenzschichten können sehr gut zur Deckung gebracht werden. Leider konnte mit beiden Methoden und der angewandten Radarantennenkonfiguration nicht die gleiche maximale Eindringtiefe erreicht werden, was einen Vergleich der Messdaten in tieferen Bereichen unmöglich macht. So wurde mit der

verwendeten Antennenkonfiguration (200 MHz) nur eine Eindringtiefe von maximal 5,5 m erreicht (zur Auswahl der Antennenkonfiguration, siehe Kap. 4.1.2), während mit der Geoelektrik je nach Auslage Tiefen von über 30 m erkundet werden konnten.

In den meisten Fällen konnten über geoelektrische Aufnahmen Grenzen zwischen genetisch verschiedenen Ablagerungen bzw. zwischen Sedimenten und dem Anstehenden erfasst werden. Im Rio Palancia-Einzugsgebiet wurden elektrische Widerstände von 10 Ω m bis über 3000 Ω m gemessen. Einzelne Widerstandswerte konnten spezifischen Sedimenten und Festgesteinen zugeordnet werden (siehe Tab. 1). Zum Beispiel wurden an feuchten, tonigen Sedimenten Werte im Bereich um 10 Ω m, an Standorten mit anstehenden Mergeln im Bereich um 100 Ω m und für kompakten jurassischen Kalkstein Werte von über 2000 Ω m gemessen. Obwohl ähnliche Widerstandswerte auf zugehörige Materialzusammensetzungen schließen lassen, ist eine Interpretation ohne einen Abgleich mit anderen direkten oder indirekten Untersuchungsmethoden immer problematisch. Schwierigkeiten bei der Abgrenzung der Sedimente vom Anstehenden gab es vor allem bei Hangsedimenten auf Keuper (Mergeln, Gips, Tone). Hier konnte oft nur eine breite Übergangszone von Dekametern Mächtigkeit mit Werten von 100 Ω m bis 500 Ω m ermittelt werden. Es konnte also nur ein unscharfer Übergang vom Anstehenden über seinen Regolith zu den Hangsedimenten dokumentiert werden, eine exakte Grenze ließ sich somit nicht näher eingrenzen.

Radarprofile auf den pleistozänen Sedimenten sind durch eine starke Dämpfung gekennzeichnet und besitzen daher mit der gewählten Antennenkonfiguration eine geringe Eindringtiefe. Somit konnten nur mit einigen Radargrammen leicht gewellte, horizontale, subparallele, durchgängige Reflektoren detektiert werden, die typisch für diese pleistozänen Ablagerungen sind (Abb. 4 B).

Im Feld gleichen die sedimentologischen Eigenschaften der **H1u** und **H2u** denen der **P**, was auf makroskopischer Ebene eine klare stratigraphische Unterscheidung erschwert. Interessanterweise unterscheiden sich die geophysikalischen Eigenschaften der **H2u** von denen der **P**. Die **H2u** weisen wie die **P** eine leicht gewellte, subparallele, gemäßigt kontinuierliche Radar-Fazies auf (Abb. 4 B). Jedoch zeigen Radarprofile, die beide Komponenten beinhalten, eine stärkere Dämpfung durch die pleistozänen Sedimentpakete (Abb. 4 C) auf. Durch Anpassen der Verstärkung findet man eindeutig längere Reflexionswellenlängen in den **P**-Sedimenten. Die **H2u**-Komponenten weisen höhere

elektrische Widerstände ($>1000 \Omega\text{m}$) auf als die **P** (100–600 Ωm), woraus stärkere Reflexionsamplituden resultieren. Dadurch sind die Grenzen beider Komponenten zueinander sowohl in den Radargrammen als auch in Geoelektrikprofilen deutlich zu sehen. Die Kombination von GPR und Geoelektrik erweist sich als nützliche Methode, um erstens die Variabilität der verschiedenen Reflexionen in den Radarprofilen zu verstehen und zweitens die Ausdehnung der **H2u**-Sedimentkörper einzugrenzen. Aus dieser Erfahrung heraus konnte die Abgrenzung der Sedimentkörper durch weitere geoelektrische Messungen erfolgen.

Elektrische Widerstandswerte dienen auch dazu, die **H3**, **P** bzw. das Anstehende voneinander abzugrenzen (Abb. 10 B, C und D), während die Radargramme interne Strukturen (z. B. *paleochannel*) sichtbar machen und daher zur Identifizierung geeigneter Standorte für Rammkernsondierungen eingesetzt wurden (Abb. 10 A).

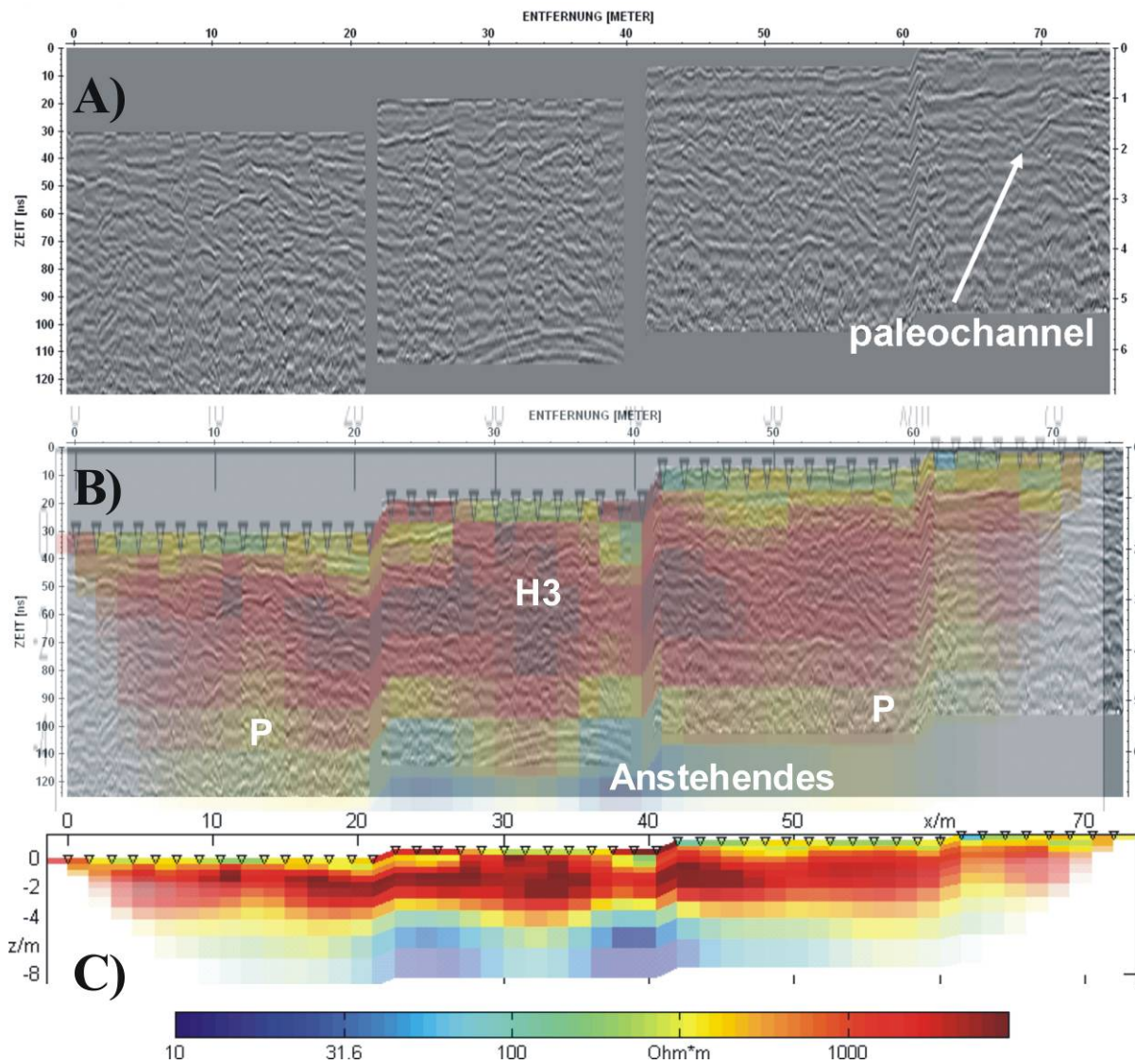


Abb. 10: A) 200-MHz-GPR-Profil quer über vier Terrassen (Teresa, siehe Abb. 6 A) zur Interpretation (siehe Abb. 6 B). Bei der Bearbeitung der Rohdaten wurden folgende Schritte durchgeführt: *remove header gain, move starttime, dewow, AGC, background removal, bandpass frequency filter*, mit topographischer Korrektur. Die Reflexionshyperbel zwischen 26 m und 40 m ab einer Tiefe von 5 m ist auf einen Hochspannungsmast, der auf der zweiten Terrasse von unten steht, zurückzuführen. Bei ca. 70 m in einer Tiefe bis 2 m fällt eine Parabelstruktur auf, die einem *paleochannel* (Altlauf) zugeordnet werden kann, dessen Verlauf über weitere Radargramme verfolgt werden konnte (Abb. 6 A). B) Über das Radargramm gelegtes, mit gleichem Breiten/Tiefen-Verhältnis dargestelltes Geoelektrikprofil mit topographischer Korrektur. C) Geoelektrikprofil im originalen Format mit topographischer Korrektur. Die **P**-Ablagerungen sind im Radargramm nicht auszumachen. Jedoch zeigen die **H3**-Ablagerungen auf dem Geoelektrikprofil höhere elektrische Widerstandswerte gegenüber den pleistozänen Sedimenten. Darüber hinaus konnte diese Stratigraphie auch durch Rammkernsondierungen und Grabungen bestätigt werden (Abb. 6). Die äußerst geringen Widerstandswerte zwischen 20 m und 45 m unterhalb von 5 m Tiefe werden als tonig-mergeliges Anstehendes (Keuper) interpretiert, das an einigen Stellen in diesem Talabschnitt zu Tage tritt.

Mit Hilfe der Geoelektrik konnte auch eine Abgrenzung von den **H3**-Ablagerungen zum Anstehenden erfolgen. Je nachdem, ob Grundwassereinfluss vorhanden war, variieren die Widerstandswerte in den **H3**-Sedimenten zwischen 250 Ωm und knapp über 1000 Ωm . Die Abgrenzung zur Untergrenze des Anstehenden konnte sowohl bei tonig-mergeligem Keuper oder Muschelkalk wie auch bei kompaktem jurassischem Kalk erfolgen, wie in Abb. 11 zu sehen ist.

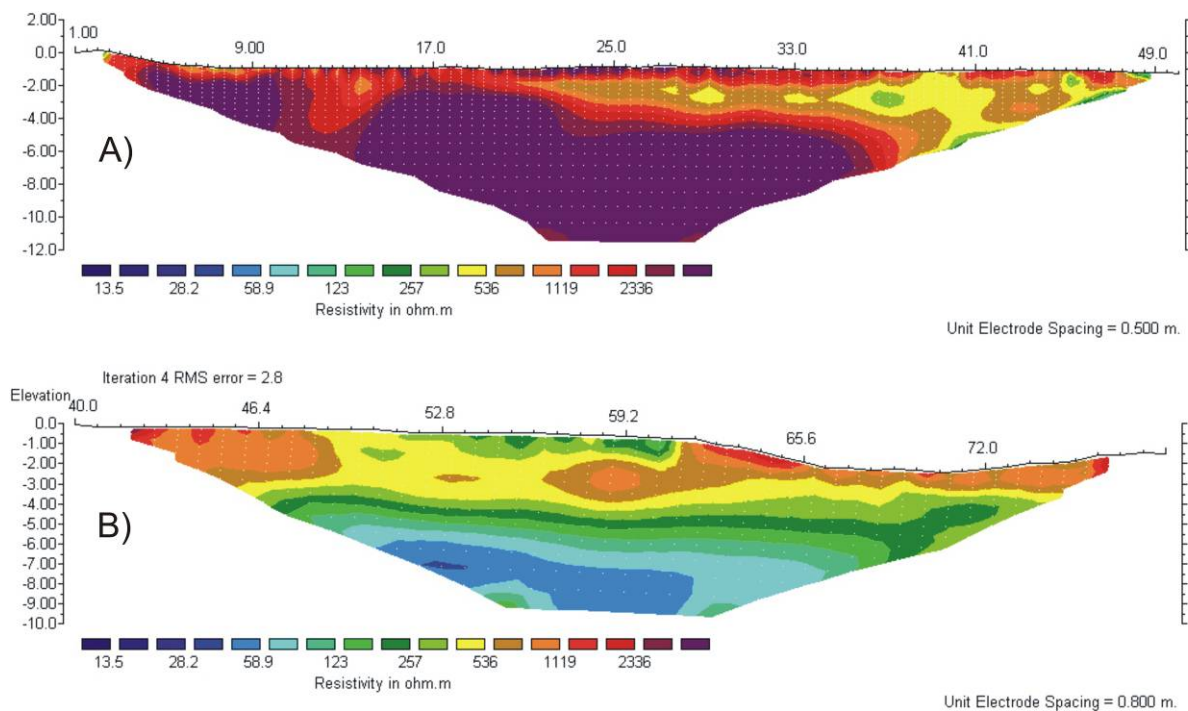


Abb. 11: A) Topographie-korrigiertes Geoelektrikprofil im Gerinnebett des Rio Palancia bei Soneja. Den Gerinnebettablagerungen mit Grundwassereinfluss können Widerstandswerte von 250 Ωm bis knapp über 1000 Ωm , an der Oberfläche auch höhere Werte zugeordnet werden. Der kompakte Lias-Kalk (IGME, 1974) weist dagegen Widerstandswerte von weit über 2000 Ωm auf. B) Topographie-korrigiertes Geoelektrikprofil ca. 700 m flussabwärts von Almedijar. Das Profil geht quer über eine alluviale, in landwirtschaftlicher Nutzung befindliche Terrasse und quert zwischen ca. 65 m und 76 m das aktive Gerinnebett. Auch diesen **H3**-Ablagerungen können Widerstandswerte zwischen 250 Ωm und knapp über 1000 Ωm zugeordnet werden. Bei der darunter liegenden tonig-mergeligen Muschelkalk-Fazies (IGME, 1973b) fallen die Widerstandswerte auf ca. 30 Ωm . Bei diesem Profil ist die Grenze zum Anstehenden nicht ganz so scharf ausgeprägt wie in dem oberen Profil, wo kompakter Kalkstein auftritt.

4.2.14 Ablagerungsalter der BK

Für die Alloformation der **P** liegen zwei Datierungen vor, die aus Aufschlüssen stammen, die in unmittelbarer Nähe des heutigen Flusslaufes liegen. Eine OSL-Datierung konnte aus pleistozänen fluvialen Sedimenten entnommen werden, die durch eine Erosionsdiskordanz auf der Höhenlage des heutigen Talweges von darüber liegenden **H2u**-Ablagerungen getrennt werden (siehe Photo 11 A). Für diese Sedimente kann ein OSL-Alter von 77980 ± 7650 Jahren (Lab-ID: MR0772, Tab. 3) angegeben werden, das den Ablagerungszeitraum ins Obere Pleistozän, an die Grenze des MIS 4 und MIS 5 stellt. Eine weitere Datierung, die auf ein Sedimentationsalter im Oberen Pleistozän (MIS 3) deutet, ergab eine ^{14}C -Datierung mit einem ^{14}C -Alter von $33610 + 1090 / -960$ BP (Lab-ID: KIA 38999, Tab. 2). Die Probe wurde aus pleistozänen Sanden entnommen, die in Wechsellagerung mit torrentiellen Kiesschüttungen auftraten. Diese Sedimente befinden sich ca. 25 m über dem heutigen Talweg.

Einen Überblick über die Lage der Probennahme im Einzugsgebiet des Rio Palancia, sowohl für die ^{14}C -Datierungen als auch für die OSL-Datierungen, bietet die Karte in Abb. 12.

Aus den **H1u**-Ablagerungen konnte nur an einem Standort datierfähiges Material (Holzkohle) entnommen werden. Dies liefert für das Sediment ein kalibriertes *terminus post quem*-Alter von 4228–3979 BC (Lab-ID: KIA37437; **2 σ**).

Des Weiteren liegt eine ^{14}C -Datierung (Lab-ID: KIA-36533, Tab. 2) aus einer Runsenfüllung aus dem Tal des Rambla de Almedijar vor. Die Basis dieser Runse hatte sich auf das **H2u**-Flussbettniveau eingestellt. Das Holzkohlestück weist ein kalibriertes *terminus post quem*-Alter von 746–400 BC (**2 σ**) auf. In Rückstausedimenten (*slackwater deposit*) im Mündungsbereich eines Seiten-*barrancos*, der südlich von Sot de Ferrer in den Rio Palancia mündet, konnten zwei weitere OSL-Datierungen (Lab-ID: MR0769 und MR0768, Tab. 3) entnommen werden. Die Position dieser Sedimente entspricht mit ihrer relativen Höhenlage zum Talweg dem **H2u**-Niveau. Diesen Ablagerungen konnte ein Sedimentationsalter von $2,09 \pm 0,20$ ka (81 BC \pm 200) bzw. $1,94 \pm 0,18$ ka (69 AD \pm 180) zugewiesen werden.

Tab. 2: Aufstellung der ¹⁴C-Datierungen mit Labor ID, allostratigraphischer Einheit, geomorphologischer Form sowie Entnahmetiefe relativ zur Geländeoberfläche, Art der Kohlenstoffprobe und Menge, ¹⁴C-Alter und kalibriertes Alter nach CALIB REV 6.0.0.

Lab-ID	Allostratigraph. Einheit bzw. Schichtglied	geomorph. Form, Fazies	Entnahmetiefe [m]	Probe [mg]	Kohlenstoff Alter BP	σ1 cal BC/AD	σ2 cal BC/AD
KIA38999	P	fillstrath ter., braided river Fazies	2,3	Holzkohle, 0,8	33610 +1090/-960	---	---
KIA37437	H1u	fillstrath ter., braided river Fazies	1,9	Holzkohle, 3,2	5255 ± 30	BC 4223–3990	BC 4228–3979
KIA36536	H2u	fillstrath ter., braided river Fazies	3,3	Holzkohle, 4,3	1910 ± 30	AD 67–126	AD 21–210
KIA37438	H2u	fillstrath ter., braided river Fazies	1,7	Holzkohle, 1,6	1920± 30	AD 57–125	AD 3–206
KIA37441	H2u	fillstrath ter., braided river Fazies	2,3	Holzkohle, 5,0	2085 ± 30	BC 159–53	BC 194–5
KIA37436	H3	alluviale Ter., unsortiert torrentiell Fazies	0,5	Holzkohle, 1,9	100 ± 23	AD 1695–1918	AD 1688–1954
KIA37439	H3	alluviale Ter., unsortiert torrentiell Fazies	0,5	Holzkohle, 5,5	205 ± 25	AD 1656–1951	AD 1649–1951
KIA37440	H3	alluviale Ter., unsortiert torrentiell Fazies	0,7	Holzkohle, 1,1	>1954 A.D.	---	---
KIA38993	H3	alluviale Ter., unsortiert torrentiell Fazies	0,8	Holzkohle, 0,7	>1954 A.D.	---	---
KIA38990	H3	alluviale Ter., unsortiert torrentiell Fazies	1,7	Holzkohle, 0,3	>1954 A.D.	---	---
KIA36535	H3	Rinnenfüllung, unsortiert torrentiell Fazies	3,45–3,53	Holzkohle, 3,7	720 ± 25	AD 1270–1286	AD 1257–1378
KIA36534	H3	Rinnenfüllung, unsortiert torrentiell Fazies	3,35–3,45	Holzkohle, 4,8	1075 ±20	AD 901–1012	AD 897–1017
KIA37435	H3	Rinnenfüllung, unsortiert torrentiell Fazies	2,6	Holzkohle, 4,4	165 ± 25	AD 1669–1944	AD 1665–1952
KIA36533	---	Runsenfüllung, ---	1,1	Holzkohle, 5,0	2415 ±30	BC 521–406	BC 746–400
KIA38991	H2o	---, Hochflut Fazies	0,7	Holzkohle, 4,8	150 ± 25	AD 1672–1952	AD 1667–1953
KIA38992	H2o	---, Hochflut Fazies	1	Holzkohle, 1,8	270 ± 20	AD 1531–1659	AD 1524–1793
KIA38995	H2o	---, Hochflut Fazies	2,6	Holzkohle, 3,7	>1954 A.D.	---	---
KIA38996	H2o	---, Hochflut Fazies	2,5	Holzkohle, 1,8	>1954 A.D.	---	---
KIA38997	H2o	---, Hochflut Fazies	2,3	Holzkohle, 4,0	>1954 A.D.	---	---
KIA38998	H2o	---, Hochflut Fazies	0,6	Holzkohle, 2,0	210 ± 20	AD 1657–1950	AD 1649–1951
KIA39000	---	Anthropogene Vollform, ---	1,6	Holzkohle, 0,5	285 ± 40	AD 1521–1657	AD 1484–1796

Tab. 3: Aufstellung der OSL-Datierungen mit Labor ID, allostratigraphischer Einheit, geomorphologischer Form sowie Entnahmetiefe relativ zur Geländeoberfläche, OSL-Alter in Kilojahren mit 10 %, 20 % und 25 % Streubreite zur Berechnung der mittleren Equivalenzdosis.

Lab-ID	Allostratigraphische Einheit bzw. Schichtglied	geomorphologische Form, Fazies	Entnahmetiefe [m]	Alter [ka] {10 %} (20 %) 25 %
MR0768	---	---, <i>slackwater-Fazies</i>	1,25	{1,43±0,12} (1,79±0,16) 1,94±0,18
MR0769	----	---, <i>slackwater-Fazies</i>	2,47	{1,32±0,13} (1,67±0,16) 2,09±0,20
MR0771	H2u	<i>fillstrath terrace, braided river-Fazies</i>	3,28	{1,25±0,15} (1,38±0,17) 1,62±0,19
MR0772	P	<i>fillstrath terrace, braided river-Fazies</i>	4,88	{73,90±7,12} (77,98±7,65) 77,98±7,65

Aus den **H2u**-Ablagerungen liegen drei ¹⁴C-Datierungen (*terminus post quem*-Datierungen, Lab-ID: KIA-36536, KIA37438, KIA37441) vor, die auf eine Sedimentation hinweisen, welche sich im Zeitraum zwischen dem 2. Jahrhundert BC und dem 2. Jahrhundert AD (2σ) ereignet haben muss. Eine OSL-Datierung aus **H2u**-Schichtgliedern gibt ein etwas jüngeres OSL-Alter von 1,62±0.19 ka an (Lab-ID: MR0771, Tab. 3) und damit ein Sedimentationsalter um 389 AD±190. Somit müsste der Sedimentationszeitraum zwischen dem 2. Jahrhundert BC und dem Ende des 4. Jahrhundert AD gelegen haben. Zur Lage der Probenentnahmestandorte für die Datierungen siehe Abb. 12.

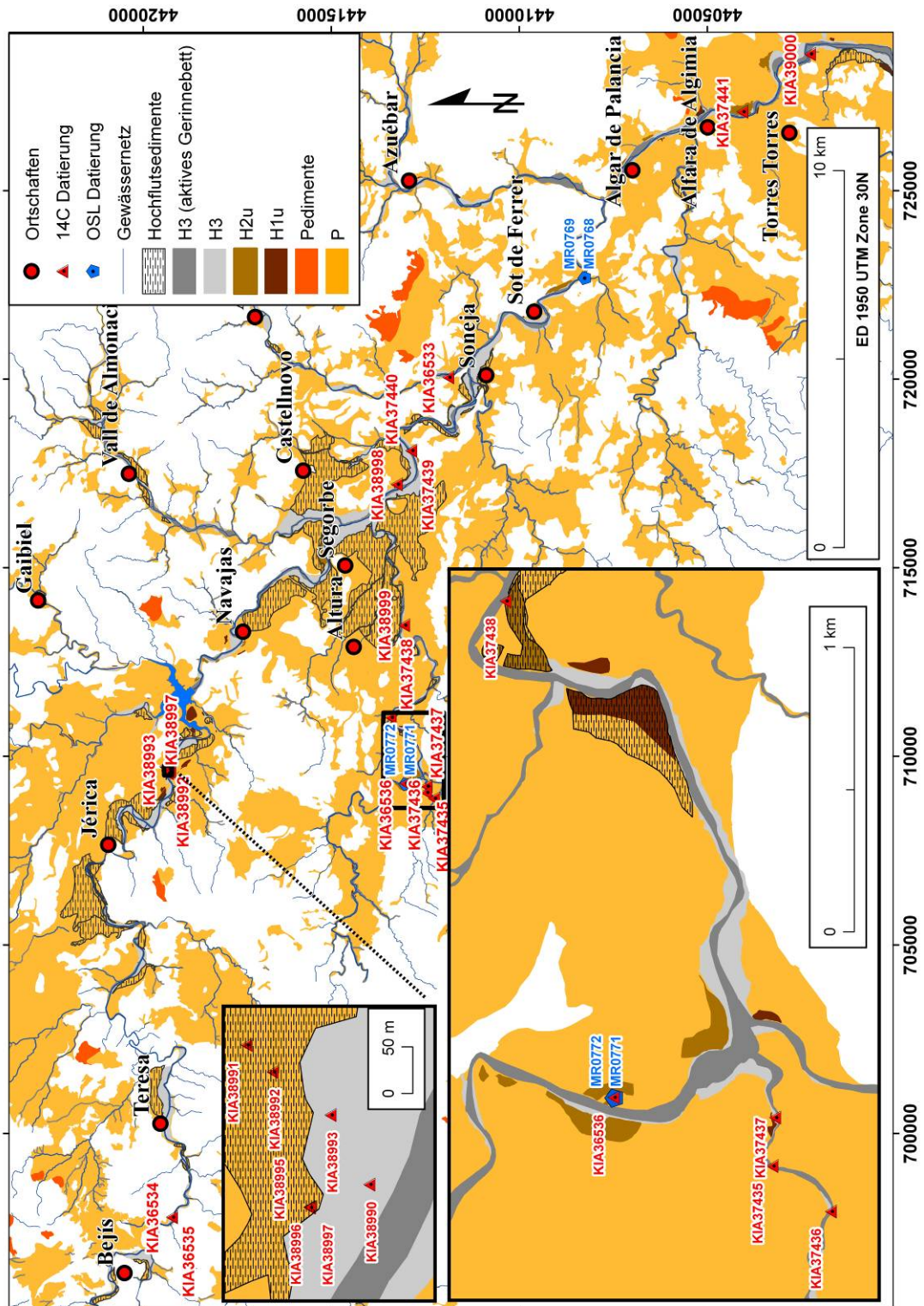


Abb. 12: Flussabschnitt mit Lage der Probennahmestandorte (Lab-ID) zu Datierungen (siehe Tab. 2 und Tab. 3) des Rio Palancia von Bejis bis Torres Torres sowie vergrößerter Ausschnitt im Teileinzugsgebiet des Rio Seco und im Rio Palancia südlich von Jerica. Des Weiteren ist die Verteilung der Pedimente, **P**, **H1u**, **H2u** und Hochflutsedimente zu sehen.

Drei Datierungen (Lab-ID: KIA37440, KIA38993 und KIA38990, Tab. 2) aus dem oberen feinkörnigen Sequenzbereich der **H3**-Terrassen enthalten Bomben-¹⁴C und damit z.T. Post-1954-Kohlenstoff. Es besteht bei diesen Proben die Möglichkeit einer postsedimentären anthropogenen Einlagerung der betreffenden Holzkohlestücke. Zwei der ¹⁴C-Datierungen (Lab-ID: KIA37436 und KIA37439, Tab. 2) aus den **H3**-Terrassen und eine (Lab-ID: KIA37435, Tab. 2) aus einer Erosionsrinnenverfüllung (**H3**) können leider nur einen sehr breiten Zeitrahmen bieten, denn die ¹⁴C-Konzentration dieser Proben fällt in das atmosphärische ¹⁴C-Alters-Plateau, welches zum Teil durch die Verbrennung fossilen Kohlenstoffs (Suess-Effekt) bzw. z.T. durch die Zunahme der Sonnenaktivität nach dem Maunder-Sonnenflecken-Minimum verursacht wurde. Eine genaue Einstufung des Holzwachstums innerhalb des Bereichs von 1645 AD bis 1954 AD ist deshalb nicht möglich.

Im oberen Einzugsgebiet des Rio Palancia zwischen Bejis und Teresa konnten aus einer Bohrung, die auf einer **H3**-Terrasse durchgeführt wurde, zwei ¹⁴C-Proben (Lab-ID: KIA36534 und KIA36535, Tab. 2) entnommen werden. Diese wurden aus einer Rinnenfüllung in der Terrasse entnommen, deren Verlauf sich durch geophysikalische Aufnahmen rekonstruieren ließ. Obwohl die Entnahmetiefe der Proben bei ca. 3,5 m relativ weit unter der Oberfläche der Terrasse lag, konnte diese Altarmrinne in relativer Nähe zu den Talflanken hin zu einer oberflächennahen Position (ca. 1,8 m) verfolgt werden (Abb. 6 B und Abb. 10). Die Entstehung der Rinne und ihre Verfüllung muss sich also zeitlich nach dem Aufbau der **H3**-Terrasse vollzogen haben. Diese zwei Datierungen weisen eine chronologisch inverse Lagerung auf. Dies und ihre Position deuten auf eine Verlagerung der Holzkohlestücke hin. Somit wird, wie bei allen ¹⁴C-Datierungen, deren Probennahme aus fluvialen Sedimenten stammt, die jüngste (Lab-ID: KIA36535, Tab. 2) der beiden Datierungen als *terminus post quem*-Datierung für diese Rinnenverfüllung betrachtet, jedoch als *terminus ante quem* für die Sedimentation des **H3**-Terrassenkörpers. Sie weist ein kalibriertes Alter von 1257–1378 AD (**2σ**) auf.

Auch für zwei ¹⁴C-Proben aus den **H2o** (Lab-ID: KIA38991 und KIA38998, Tab. 2) kommen die bei den **H3**-Terrassen beschriebenen Datierungsprobleme wie z. B. der Suess-Effekt zum Tragen. Drei weitere ¹⁴C-Proben (Lab-ID: KIA38995, KIA38996, und KIA38997, Tab. 2) enthalten auch Bomben-¹⁴C und damit z.T. Kohlenstoff von nach 1954. Eine ¹⁴C-Datierung weist ein Alter von cal. 1524–1793 AD (Lab-ID: KIA38992; **2σ**, Tab. 2) auf. Es muss jedoch

bei diesen 6 Proben berücksichtigt werden, dass sie durch Grabung in relativer Nähe zu den Mauern bzw. Resten von Mauern von Kulturterrassen entnommen wurden. Daher geben diese Datierungen mit höchster Wahrscheinlichkeit nicht das Sedimentationsalter an. Diese Datierungen werden nur der vollständigen Darstellung wegen in dieser Arbeit erwähnt.

In diesem Sinne ist auch die ^{14}C -Datierung (Lab-ID: KIA39000, Tab. 2) zu interpretieren, die aus einer nivellierten landwirtschaftlichen Terrasse, bestehend aus gerundeten Kiesen, entnommen wurde.

Die chronologische Beziehung aller Datierungen aus den allostratigraphischen Einheiten wird in Abb. 13 und Abb. 14 dargestellt.

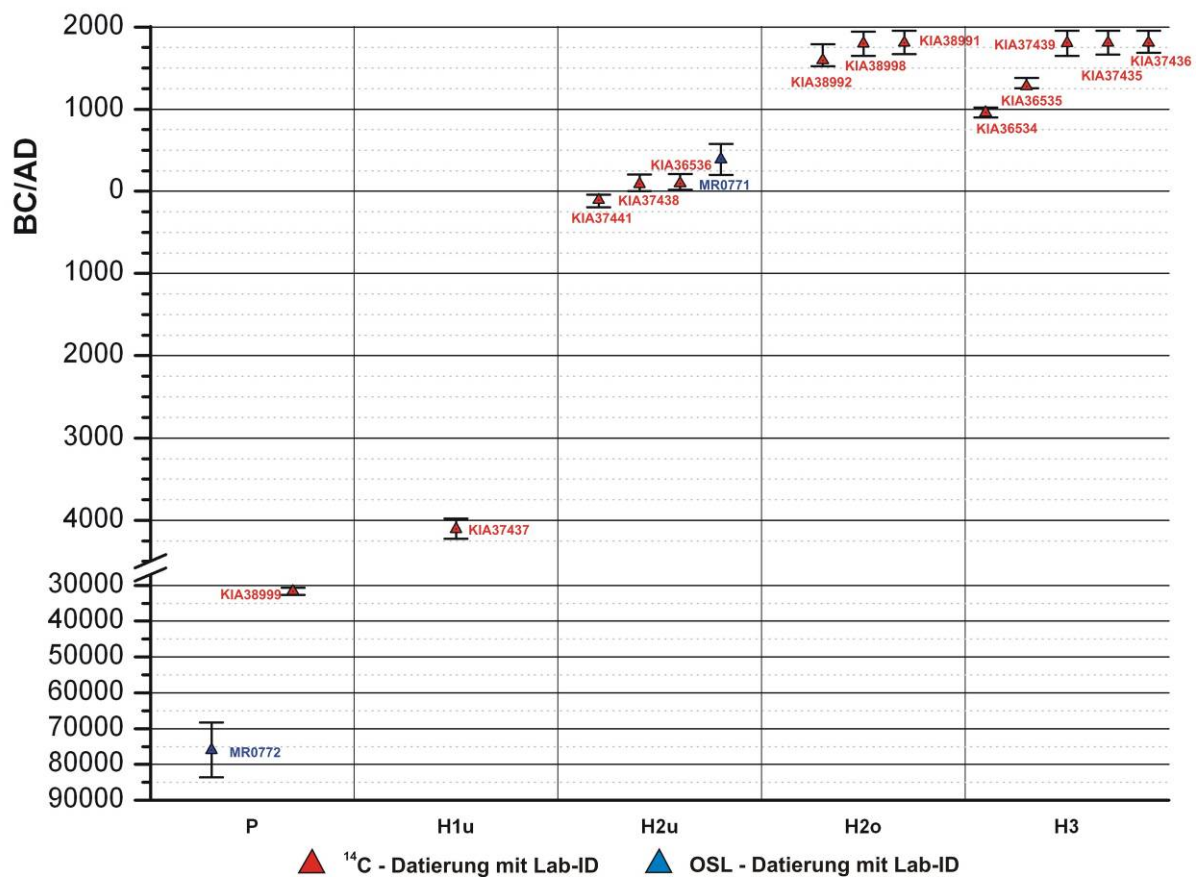


Abb. 13: Datierungsergebnis der Proben aus den allostratigraphischen Einheiten in Relation zur Zeitachse. Die roten Dreiecke sind als Mittelwert der kalibrierten 1σ -Spannweite aufgetragen und die schwarzen Fehlerbalken geben die 2σ -Spannweite der ^{14}C -Altersmodellierung an. Die Datierungen mit Bomben- ^{14}C und damit Kohlenstoff von nach 1954 sind in der Graphik nicht berücksichtigt. Für die OSL-Werte ist die Altersmodellierung mit einer 25 %-igen Streubreite zur Berechnung der mittleren Äquivalenzdosis angegeben.

Für das jüngere Holozän sind alle Datierungen aus den allostratigraphischen Einheiten und sonstigen Sedimentspeichern in Abb. 14 dargestellt.

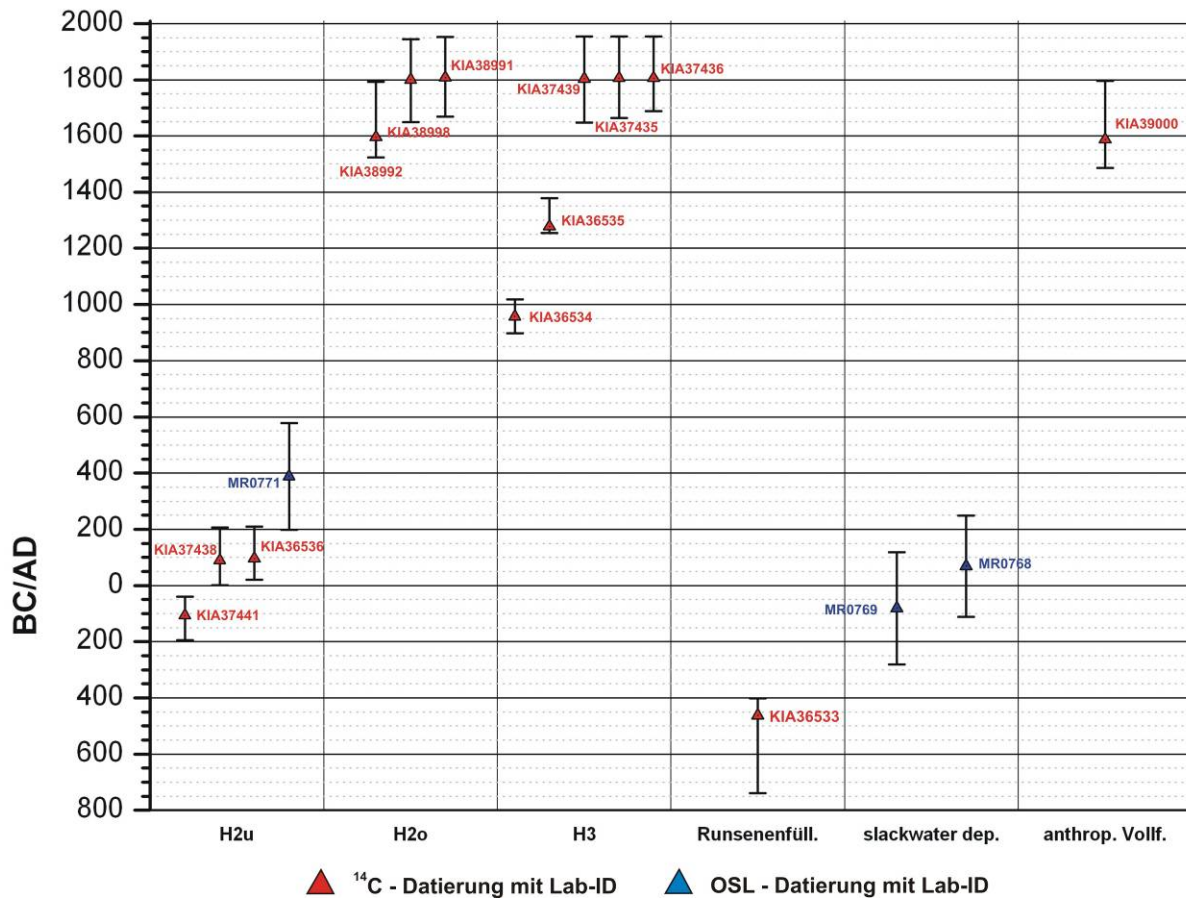


Abb. 14: Datierungsergebnisse der Proben aus den jüngeren allostratigraphischen Einheiten bzw. Schichtgliedern, beginnend mit H2u und anderen Sedimentspeichern in Relation zur Zeitachse. Die roten Dreiecke sind als Mittelwert der kalibrierten 1σ-Spannweite aufgetragen und die schwarzen Fehlerbalken geben die 2σ-Spannweite der ¹⁴C-Altersmodellierung an. Die Datierungen mit Bomben-¹⁴C und damit Kohlenstoff von nach 1954 sind in der Graphik nicht berücksichtigt. Für die OSL-Werte ist die Altersmodellierung mit einer 25 %-igen Streubreite zur Berechnung der mittleren Äquivalenzdosis angegeben.

5 Quantifikation der BK

Dieser Arbeit liegt ein Sedimenthaushaltsansatz zugrunde, dessen Basis die Quantifizierung der identifizierten **BK** ist. Das Einzugsgebiet des Rio Palancia beinhaltet Berghänge, Reste von Pedimenten und eine Reihe fluvialer **BK**. Letzteren liegt als hierarchisches Prinzip für die Kartierung die Allostratigraphie zugrunde.

Mit Hilfe dieses Sedimenthaushaltsansatzes sollen unter anderem die Sedimentflüsse im Einzugsgebiet des Rio Palancia in einem chronologischen Zusammenhang betrachtet werden. Die obersten Schichtglieder der Alloformationen **H1** und **H2** korrelieren chronostratigraphisch nicht mit ihren unteren Schichtgliedern. Sie können jedoch nicht als eigenständige Alloformation geführt werden, da ihr lokales Vorkommen und das Fehlen der offensichtlichen Erosionsdiskordanz dies nicht rechtfertigen würde. Somit werden diese allostratigraphischen Formationen für die Quantifikation aufgebrochen und die oberen Schichtglieder (**H1o** und **H1o**) getrennt als eine **BK** der Hochflutsedimente quantifiziert. Die Alloformationen der **H3** wurden auch aufgrund der verwendeten Methoden nicht als Ganzes erfasst und als **H3**-Terrassen sowie als **H3**-Gerinnebett getrennt bilanziert (Kap. 5.1.5).

5.1 Methodik

Bevor die Volumina der einzelnen **BK** ermittelt bzw. modelliert werden können, müssen ihre zweidimensionalen horizontalen Ausdehnungen festgelegt werden. Zur Kartierung und Quantifizierung der einzelnen **BK** wurden Daten aus den Geländeaufnahmen mit den für das Einzugsgebiet zur Verfügung stehenden Geodaten kombiniert. Die Datendichte der Geländeaufnahmen ist unterschiedlich auf die einzelnen Komponenten verteilt. Daher wurden die angewandten Methoden individuell auf die jeweiligen Komponenten zugeschnitten. Im Idealfall konnten direkte Vermessungen für die Kartierung und die Mächtigkeitsbestimmung vorgenommen werden. War die Datendichte der Geländeaufnahmen für eine Volumenbestimmung einzelner **BK** zu gering, wurden die vorhandenen Geländedaten mit einer Modellierung der Untergrenze dieser Sedimente auf Basis der Kartierung und des DGM kombiniert. Für die Hanglagen wurden gemessene Geländedaten mit einer Reliefanalyse korreliert bzw. daraus ein Terrassengeometriemodell erstellt, um punktuell aufgenommene Informationen in die Fläche zu bringen.

5.1.1 Kartierung und Speicherbestimmung der Hanglagen

Die Vorgehensweise, die zur Abgrenzung der steileren Hanglagen von den flacheren Pedimentflächen und den Talsohlenbereichen führte, wird in Kap. 5.1.2.1 beschrieben. Die Grundlage für die Quantifizierung der Sedimentauflage auf den Hanglagen ist die fernerkundliche Kartierung⁵. Kartiert wurden die Landnutzungsarten, die auf den Orthophotos zu identifizieren sind. Es wurden Siedlungen, landwirtschaftliche Terrassen, die sich in Nutzung befinden, brachliegende landwirtschaftliche Terrassen sowie anthropogen ungenutzte Flächen auskartiert.

Des Weiteren wurden die terrassierten Flächen in Terrassenbreitenklassen (K) eingeteilt. Nach ersten stichprobenartigen Analysen wurden drei Klassen von Terrassenbreiten festgelegt: K1 (2–10 m), K2 (10–20 m) und K3 (20–40 m). Die Einordnung in diese Breitenkategorie erfolgte bei der Kartierung manuell über die GIS-Funktion: *Tools, Measure*.

Als weiteres Kartierkriterium lag die Abschätzung der Vegetationsbedeckung auf den anthropogen ungenutzten Hanglagen zugrunde. Diese Einschätzung basiert auf der subjektiven Einteilung jedes individuellen Kartierers. Hilfestellung bei dieser Einschätzung gab eine auf Folie gedruckte Abbildung zur Einstufung von Flächenanteilen aus Ad-Hoc-AG Boden (2005) S. 54, die am Bildschirm mit dem Vegetationsbedeckungsgrad verglichen wurde. Der Vegetationsbedeckungsgrad wurde in drei Kategorien eingeteilt: <35 %, 35–65 % und >65 %.

5.1.1.1 Speicherbestimmung der landwirtschaftlich ungenutzten Hanglagen

Zuerst mussten Felddaten erhoben und mit einer GIS-basierten Reliefanalyse kombiniert werden, damit für die Flächen, welche durch die Kartierung als landwirtschaftlich ungenutzte Hanglagen ausgewiesen worden waren, Auflagemächtigkeiten modelliert werden konnten. Zu diesem Zweck und um der geologischen und petrologischen heterogenen Situation im Arbeitsgebiet Rechnung zu tragen, wurden im gesamten Einzugsgebiet anhand von 42 Aufschlüssen und 145 Pürckhauer-Sondierungen bzw. Grabungen die Substratmächtigkeiten erfasst. 312 weiteren Standorten wurden Mächtigkeiten zugeordnet, deren Werte von vergleichbaren benachbarten Standorten übertragen wurden, die auch auf den Orthophotos

⁵ Die Kartierung der Hanglagen für das gesamte Einzugsgebiet konnte durch 14 studentische kartographische Arbeiten realisiert werden.

eindeutig identifiziert werden konnten und eine ähnliche Oberflächenausprägung hatten. Dies erfolgte noch während der Geländekampagnen zeitnah durch den Abgleich mit Photos.

Diesen verorteten (GPS) Mächtigkeitwerten wurden Codierungen zugeordnet, die Informationen zur Reliefsituation beinhalten. Dazu wurde aus dem DGM ein Rasterdatensatz mit einer Pixelgröße von 20x20 m für die Hangbereiche erstellt. In der Codierung dieses Rasterdatensatzes sind die Informationen über die Hangneigung (*ArcToolbox: 3D Analyst Tools, Raster Surface, Slope*) sowie die vertikale und die horizontale Krümmung (*ArcToolbox: 3D Analyst Tools, Raster Surface, Curvature*) hinterlegt (*ArcToolbox: 3D Analyst Tools, Raster Reclass, Reclassify und 3D Analyst Tools, Raster Math, Plus*). Diese Codierung beinhaltet einen dreistelligen Ziffernschlüssel, deren Hunderterziffer die Hangneigungsklasse, die Zehnerziffer die Vertikalkrümmung und deren Einerziffer die Horizontalkrümmung repräsentieren. Die in der Literatur (Rasemann, 2003; Rohdenburg, 1971; Schneevoigt et al., 2008) verwendeten Neigungsklassen, die sich überwiegend auf Arbeiten morphometrischer Analysen von Landschaftsformen alpiner Einzugsgebiete stützen, wurden anhand des Geodatensatzes für das Einzugsgebiet modifiziert. Demnach sind in der Hangneigungsklasse 0°–15° überwiegend Kuppen, aber auch Hangverflachungen zu finden. In der Klasse zwischen 15° und 30° dominieren die Oberhang- sowie Unterhangpositionen, während Hangneigungen zwischen 30° und 45° vor allem den Schutthalden am Hangfuß unterhalb von steilen Ober- und Unterhängen zuzuordnen sind. Die Neigungsklasse >45° wird größtenteils durch vegetations- und substratfreie Steilhänge und Böschungen repräsentiert. Der Codierungsschlüssel ist in Tab. 4 näher erläutert.

Tab. 4: Codierung des Ziffernschlüssels, der als Grundlage des Rasterdatensatzes mit der Pixelgröße 20x20 m zur Reliefanalyse der ungenutzten Hanglagen dient.

Hunderterziffer	Hangneigung	Zehnerziffer	Vertikalkrümmung	Einerziffer	Horizontalkrümmung
100	0–15°	10	konvex	1	konvex
200	15–30°				
300	30–45°	20	gestreckt	2	gestreckt
400	>45°	30	konkav	3	konkav

Somit besitzt z. B. ein Pixel mit der Ziffernkombination 111 eine Hangneigung zwischen 0° und 15°, eine konvexe Vertikalkrümmung und einen konvexen Horizontalverlauf und kann einem Kulminationsbereich zugeordnet werden. Jedoch geht aus diesen Reliefparametern

nicht automatisch die eindeutige Hangposition hervor. Mit diesem Ansatz werden jedoch, mit einer möglichst großen Anzahl von Aufnahmen für jede Standortklasse, repräsentative Mächtigkeitswerte ermittelt, um auf Einzugsgebietsebene das Volumen für diese **BK** zu bestimmen. In einem darauffolgenden Schritt wurden die Minimal-, Maximal- und Mittelwerte für die einzelnen Standortklassen auf Grundlage der im Gelände aufgenommenen Auflagenmächtigkeiten berechnet. Anschließend konnten diese Werte mit den Geländeoberflächen (TIN-Modelle) der jeweiligen Standortklassifikationen multipliziert werden. Somit war es möglich, das Volumen der Auflage auf den unbewirtschafteten Hängen abzuschätzen.

5.1.1.2 Kartierung und Speicherbestimmung der landwirtschaftlich terrassierten Hanglagen

Für die Modellierung des Volumens, welches die Terrassenkörper einnehmen, wurden die geometrischen Zusammenhänge von Hangneigung und kartierbaren Terrassenbreiten als Grundlage herangezogen, um Werte für durchschnittliche Terrassenkantenhöhen und durchschnittliche Mächtigkeiten zu erlangen. Diese können über die im Gelände gemessenen Terrassenkantenhöhen und Terrassenkörpervermessungen validiert werden. Es wurde die Annahme getroffen, dass der Fuß der Terrassenmauer auf dem Anstehenden sitzt. Dass in manchen Fällen der Terrassenfuß auch auf mehr oder weniger mächtigem Regolith konstruiert wurde (Photo 3), wird bei dieser einzugsgebietsweiten Modellierung nicht berücksichtigt, und somit konnte auch nur eine Minimalberechnung erzielt werden. Zur Validierung dienten 47 im Gelände gemessene Terrassenhöhen sowie Volumenberechnungen auf der Datengrundlage von tachymetrischen und DGPS-gestützten Vermessungen der Terrassengeometrie. An 10 Standorten konnten so detaillierte TIN-Terrassenoberflächenmodelle erstellt werden. Mit diesen war eine genauere Volumenberechnung der Terrassenkörper möglich. Weitere Daten wie Terrassenbreite, Terrassenhöhe, Geländeneigung sowie Terrassenoberflächenneigung wurden aus diesen TIN-Geländemodellen extrahiert. Diese Informationen ließen sich anhand von insgesamt 25 Profilen, die über diese TIN-Modelle verliefen, entnehmen. Mit den aus den TIN-Modellen extrahierten Daten konnte die geometrische Beziehung zwischen Hangneigung, Terrassenbreite und Terrassenkantenhöhe dargestellt werden.

Um den Fehlerbereich, der bei einer vereinfachten Modellannahme zustande kommt, abzuschätzen, wurde an diesen Standorten mit 25 Geoelektrikprofilen versucht, die

tatsächliche Mächtigkeit der Terrassenkörper zu bestimmen. Der größte im Gelände vermessene Standort nimmt eine Planflächengröße von 4,7 ha ein (Abb. 15).

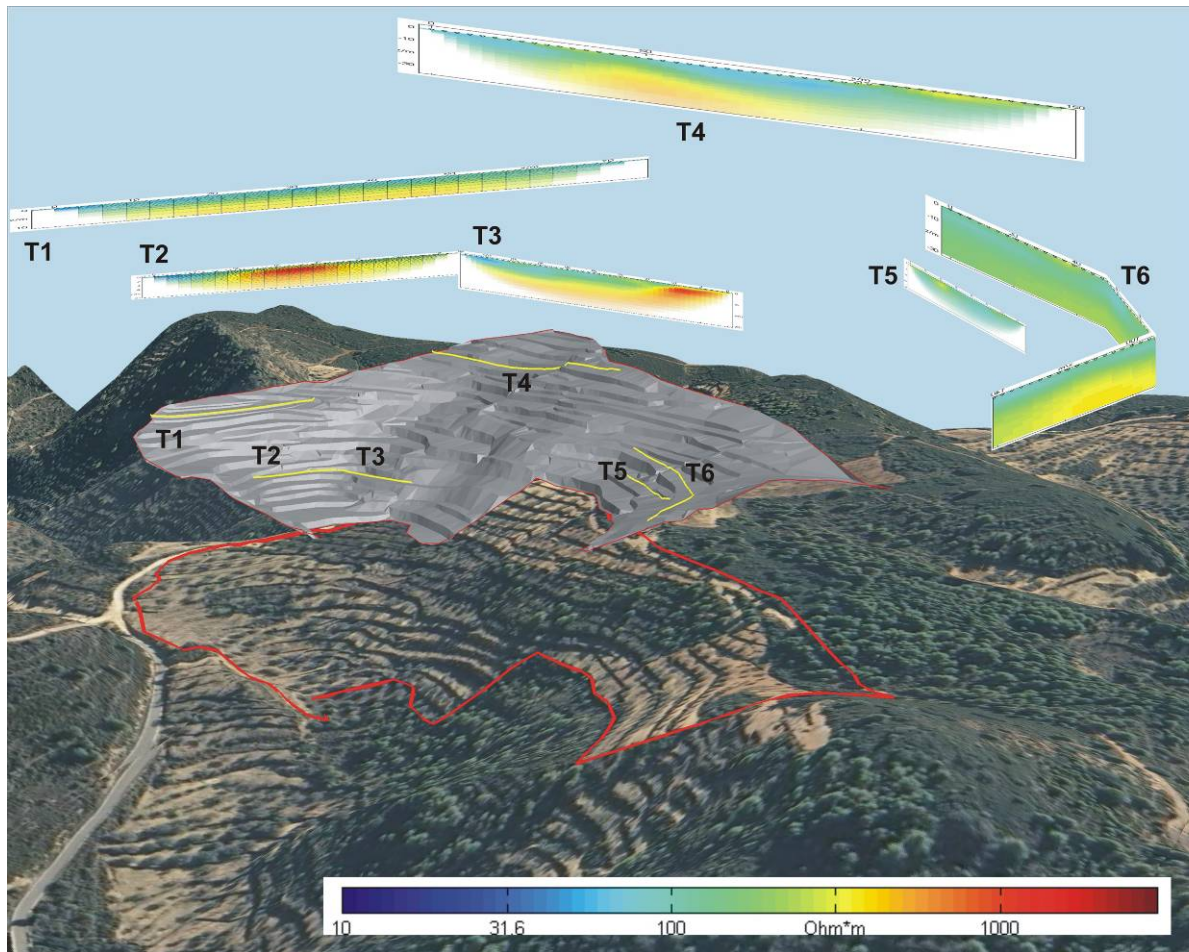


Abb. 15.: Virtuelle Schrägansicht auf die südliche Wasserscheide (650 m ü. NN) des Rambla de Gaibiel, die das Einzugsgebiet von dem des Rambla de Algimia trennt. Dargestellt ist ein Orthophoto (64024; ICV), das auf das DGM (64024; ICV) projiziert ist. Der Standort liegt entlang der Straße von Gaibiel nach Almonacid. Die darüber schwebende, graue TIN-Oberfläche wurde aus Daten von Geländevermessungen mit einem Tachymeter und einem DGPS erstellt. Die gelben Linien auf dem TIN stellen die Lage der 6 Geoelektrikprofile dar (T1–T6). Im oberen Teil der Grafik sind die gemessenen Geoelektrikprofile im zueinander passenden Größenverhältnis und analog der im unteren Grafikbereich abgebildeten Farbskala dargestellt.

Der Terrassenaufbau wurde hier mit 6 Geoelektrikprofilen vermessen. Dabei wurden unterschiedliche Messkonfigurationen angewandt. So wurde mit Auslagelängen von 36 m bis 150 m und Elektrodenabständen von 1 m bis 3 m gemessen. Am kleinsten Standort mit 1300 m² (Planfläche) wurden keine geophysikalischen Vermessungen durchgeführt, da die Terrassenmauern eindeutig auf dem Anstehenden konstruiert wurden.

Aus dem Hangneigungsrastringensatz (DGM-Rastringensatz; *ArcToolbox: 3D Analyst Tools, Raster Surface, Slope*) konnte ein Punktingensatz erstellt werden (*ArcToolbox: Conversion Tools, From Raster, Raster to Point*), in dessen Attributtabelle die Hangneigungswerte (α) in Grad [°] beinhaltet sind. Dieser Punktingensatz wurde in die 3 zugehörigen Terrassenbreitenklassen (K1, K2 und K3; siehe Kap. 5.1.1) bezüglich ihrer Lage, innerhalb der kartierten Polygone aufgeteilt (*ArcGis Main Menu: Selection, Select by Location*). Somit konnte die statistische Verteilung der Hangneigungen innerhalb dieser nach Breitenklasse kartierten Flächen ermittelt werden. Die Terrassenoberflächenneigung (δ) wurde aus TIN-Modellen ermittelt, welche aus tachymetrischen und DGPS-gestützten Vermessungen abgeleitet wurden (*ArcToolbox: 3D Analyst Tools, TIN Surface, TIN Slope*).

Die Terrassenflächenbreite (TB) konnte (Gleichung 2) mit Hilfe der Terrassenoberflächenneigung (δ) und der kartierten Minimal- und Maximalterrassenbreiten (B) errechnet werden. Darauf aufbauend konnte die Terrassenkantenhöhe (H) mit Hilfe der Hangneigung (α) (Gleichung 3) berechnet werden. Ebenfalls wurde über die Hangneigungen (α) die Terrassenkörpermächtigkeit (MT), welche die lotrechte Distanz von Terrassenkante zur DGM-Oberfläche darstellt (siehe Abb. 16), für jede der drei Terrassenbreitenklassen mit der Gleichung 4 errechnet. Die durchschnittliche Regolithmächtigkeit (M) wird, würde das Material aus den Terrassen modellhaft über die gesamte Fläche verteilt, mit Gleichung 5 berechnet (siehe Abb. 16). Das Volumen ergibt sich anschließend aus Gleichung 6 mit A_{TIN} für die jeweilige Geländeoberfläche (TIN).

$$(2) \quad TB = B / \cos \delta$$

$$(3) \quad H = (\sin \gamma \cdot TB) / \sin \beta$$

wobei gilt: $\gamma = \alpha - \delta$ und $\beta = 90 - \alpha$

$$(4) \quad MT = TB \cdot \sin \gamma$$

$$(5) \quad A_{\text{Rechteck}} = G \cdot M = A_{\text{Dreieck}} = G \cdot MT / 2$$

$$\Rightarrow \quad M = MT / 2$$

$$(6) \quad V = A_{\text{TIN}} \cdot M$$

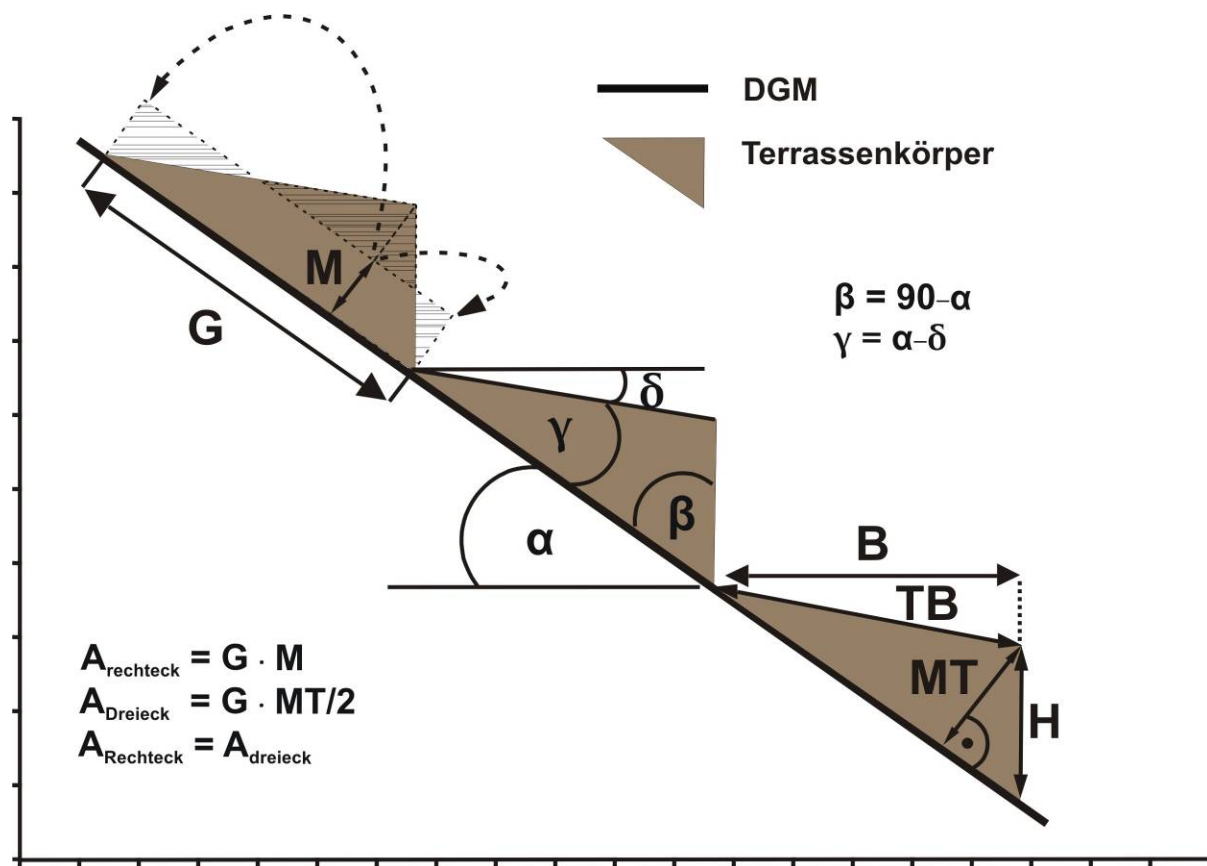


Abb. 16.: Schematische Darstellung zur Modellberechnung der Terrassengeometrie.

5.1.2 Kartierung und Speicherbestimmung der Pedimente und der P

Die Pedimente aus Lockersedimenten und die P wurden aufgrund ihrer geringen Neigung in einer ersten halbautomatischen Vorkartierung zusammengefasst und erst in einem anschließenden Kartierungsschritt voneinander getrennt. Sie werden in diesem Abschnitt nur zur Vereinfachung der Methodenbeschreibung zusammen beschrieben, es soll hier kein morphogenetischer Zusammenhang vermittelt werden.

5.1.2.1 Abgrenzung der Pedimente und der P von den Hanglagen

Um die P sowie die Pedimente aus Lockersedimenten von den Hängen abzugrenzen, wurde eine halbautomatische DGM-Klassifizierung der Hangneigungen vorgenommen. Zuerst wurden alle Flächen entlang der Talachsen mit Hangneigungen $<15^\circ$ ausgewählt. Danach erfolgte eine manuelle Überarbeitung der Flächen auf Arbeitsgebietsebene mit Hilfe der hochauflösenden Orthophotos, auf denen Änderungen der Bodenfarbe und der

Vegetationsbedeckung gut zu unterscheiden sind. Flächen, die den **P** und den Pedimenten aus Lockermaterial zugeordnet werden können, sind hauptsächlich durch intensive Kultivierung wegen ihrer günstigen Standortbedingungen (größeres Flächenangebot aufgrund geringerer Hangneigung, Grundwasserspeicherung etc.) gekennzeichnet (vgl. Kap. 4.2.3). Diese können aufgrund des räumlichen Zusammentreffens von Landnutzung und oberflächennaher Geologie leicht von den steileren Hängen, bestehend aus mesozoischen Sedimentgesteinen und Regolithen, unterschieden werden. Auch konnten somit neu geschaffene landwirtschaftliche Flächen, die aus dem Anstehenden herauspräpariert wurden, unterschieden werden.

Die manuelle Überarbeitung diente unter anderem dazu, gering geneigte Flächen, die im Anstehenden ausgebildet sind, wie z. B. im Fall der Pedimente, auszuschließen. Ferner wurden steilere Bereiche, die den **P** zuzuordnen sind, wie z. B. steile Erosionskanten manuell den **P**-Flächen hinzugefügt.

Die Differenzierung zwischen den Pedimenten aus Lockersedimenten und den **P** erfolgte anschließend mit Hilfe der stratigraphischen Aufnahmen an Aufschlüssen sowie der Position der Flächen im Gelände. Für den Sedimenthaushalt des Rio Palancia sind unter anderem die Speicher der Lockersedimente dieser Pedimente von Bedeutung. Daher wurden die Flächen kartiert, die mit Lockersedimenten bedeckt sind (zur Modellierung der Volumina siehe Kap. 5.1.2.3). Die wenigen Flächen der Pedimente, die durch das Anstehende geprägt sind und auf denen sich kaum bis gar kein Substrat befindet, wurden den ungenutzten Hängen zugeordnet, da sie seit ihrer Entstehung als primäre Sedimentquellen die gleiche Funktion innerhalb der Sedimentkaskade erfüllen. Zu diesen Flächen zählen z. B. Bereiche innerhalb der *Llanura de Barracas* (Senke von Sarrión).

Für die Kartierung wurden den aus Lockersedimenten bestehenden Pedimenten nur die zusammenhängenden Flächen zugewiesen, die einerseits direkt an den Hangfüßen anschließen und andererseits keine fluviale Überprägung erfahren haben. Anhand von Aufschlüssen konnten die Hangfußsedimente, die von den rein fluvial transportierten und akkumulierten Sedimenten zu unterscheiden sind, differenziert werden. Auch durch *fillstrath terraces* dominierte Bereiche, die durch ihre steilen Erosionskanten auf den Orthophotos gut zu erkennen sind, wurden ausgegliedert, da hier das Sediment hauptsächlich durch fluviale Prozesse erodiert und umgelagert wurde. Die Sedimente der *fillstrath terraces* konnten im

Gelände als fluviale Sedimente, deren Oberflächenformen postsedimentär degradiert wurden, angesprochen werden.

Die Kartiererergebnisse wurden während der nachfolgenden Geländeaufenthalte validiert und entsprechend den Gegebenheiten angeglichen.

5.1.2.2 Speicherbestimmung der P

Für die Volumenberechnung der im Arbeitsgebiet gespeicherten pleistozänen Sedimente (V_P) wurde die untere Grenze (UG) zum Anstehenden als TIN-Fläche modelliert. Das Volumen ($V_{DGM/UG}$), das sich zwischen der Fläche des DGM-TIN und der Fläche der modellierten UG der **P** befindet, konnte somit berechnet werden (*ArcToolbox, 3D Analyst-Tools: TIN-Differenz*, siehe Abb. 17). Von diesem Volumen wurden alle Volumen (V_{H1} , V_{H2} , V_{H3}) der darin enthaltenen jüngeren **BK** abgezogen (siehe Gleichung 7).

$$(7) \quad V_P = V_{DGM/UG} - (V_{H1} + V_{H2} + V_{H3})$$

Für die Modellierung der **P**-UG wurden als erstes die Stützpunkte der Polygone der kartierten **P** extrahiert und diesen die Z-Werte des DGM zugeordnet. Diese Polygonstützpunkte (HP) legen somit die Höhenlage zu den Hängen hin fest. Als nächster Schritt wurden Tiefenlinienpunkte (TP) im heutigen Talweg gesetzt und ihnen Z-Werte zugeordnet, die sich aus den Höhenwerten des DGM abzüglich der ermittelten aktuellen Gerinnebettablagerungen (**H3** Minimal- bzw. Maximalmächtigkeiten, ΔZ) (siehe Kap. 5.1.5) ergaben (siehe Gleichung 8). Im Unterlauf des Rio Palancia befinden sich auf einer Strecke von ca. 9,5 km noch pleistozäne Konglomerate unter den **H3**-Gerinnebettablagerungen, die in weiten Bereichen auch vollkommen frei geräumt wurden und im Flussbett anstehen (Kap. 4.2.6). Für diesen Abschnitt wurde mithilfe von 6 Geoelektrikprofilen die Mächtigkeit ermittelt. Des Weiteren wurden die Hangflächen mit ihrer dazugehörigen Hangneigung über den kartierten Rand der Talverfüllung hinaus interpoliert. Um dies zu erreichen, wurden Hangfußinterpolationspunkte (FP) in einem horizontalen Pufferabstand ($D1=15$ m, $D2=30$ m bzw. $D3=60$ m) entlang der Polygongrenze **P**/Hänge innerhalb der Fläche der pleistozänen Talverfüllung gesetzt (*ArcToolbox: Analysis Tools, Proximity, Buffer*). Diesen Punkten wurde die Hangneigung (α) der angrenzenden Hänge (*ArcToolbox: Spatial Analyst, Neighborhood Statistics*) zugeordnet.

Somit konnte jedem FP mit Hilfe der Gleichung 8 und Gleichung 9 seine Höhe über NN (Z) zugeordnet werden, die den von den **P** überlagerten Hangfuß repräsentieren.

$$(8) \quad Z = Z_{DGM} - \Delta Z$$

$$(9) \quad \Delta Z = \tan \alpha \cdot D1 \vee D2 \vee D3$$

Der gewählte Pufferabstand D1, D2 oder D3 richtet sich nach dem Z-Wert der FP, die nicht unter den Z-Werten der TP in diesem Talabschnitt liegen dürfen (Abb. 17). In einigen Abschnitten befindet sich der Talweg so nah am Hang, dass hier die modellierte Fläche direkt von den HP zu den TP läuft.

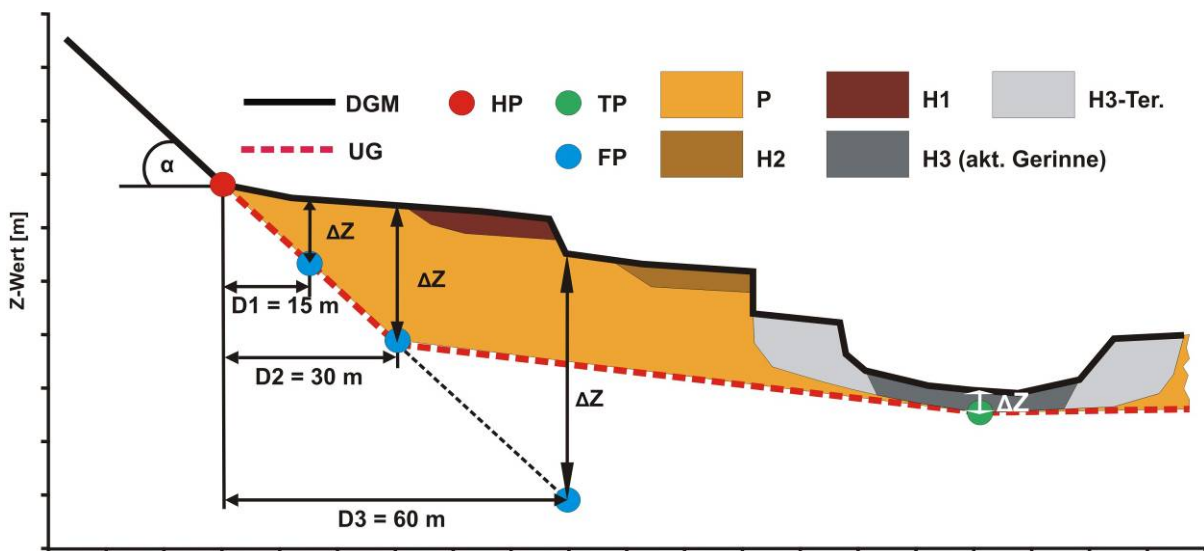


Abb. 17: Schematische Darstellung zu den geometrischen Zusammenhängen der Modellierung der Untergrenze (UG) der Alloformation **P**.

Zuzüglich der modellierten Punkte (HP, FP und TP) flossen Mächtigkeitsbestimmungen anhand von 13 Aufschlüssen in die Modellierung der UG mit ein. So wurden knapp 1,4 Millionen Knotenpunkte ermittelt, auf deren Basis die TIN-Untergrenze modelliert werden konnte.

Trotzdem sich die an der Oberfläche abzeichnende Blockschollen-Bruchstruktur des Anstehenden mit hoher Wahrscheinlichkeit auch im Untergrund fortsetzt, wurde für die modellierte **P**-Untergrenze ein gleichsinniges Gefälle im Tallängsverlauf angenommen. Bei

dieser generalisierten Modellierung werden natürlich auch nicht die Übergänge von angrenzenden Schutthalden zur Talverfüllung berücksichtigt. Jedoch kann mit dieser vereinfachten Modellvorstellung eine Volumenabschätzung auf Arbeitsgebietsebene durchgeführt werden.

5.1.2.3 Speicherbestimmung der Pedimente

Analog zu der im Kap. 5.1.2.2 beschriebenen Vorgehensweise wurde auch für diese **BK** die UG der Pedimente zum Anstehenden über die Erstellung einer TIN-Fläche modelliert. Da jedoch für diese Flächen weitestgehend die Informationen über ihre Mächtigkeiten fehlen, wurde die Minimalberechnung mit einem Pufferabstand von 15 m für die FP und die Maximalberechnung mit einem Pufferabstand von 60 m durchgeführt. Wobei auch hier keiner der interpolierten FP tiefer als der Talweg im dazugehörigen Abschnitt liegt. Der Anschluss an die pleistozänen Talverfüllungen erfolgte bei der Minimalberechnung, indem die Polygongrenze Pedimente/**P** auf die Geländeoberfläche projiziert wurde und somit in diesem Bereich eine Mächtigkeit von 0 angenommen wird. Bei der Maximalberechnung liegt das Niveau der modellierten Pedimentuntergrenze an der Polygongrenze Pedimente/**P** auf gleicher Höhe wie die maximale UG der **P**. Hierbei wird eine Mächtigkeit angenommen, die jener der pleistozänen Talverfüllung entspricht. Es ist offensichtlich, dass bei dieser Modellierung die Minimalberechnung des Volumens zu klein bzw. ihre Maximalberechnung zu groß ausfällt, jedoch konnte somit die Bandbreite, in der sich das tatsächliche Volumen der Pedimente befindet, grob eingegrenzt werden.

5.1.3 Kartierung und Speicherbestimmung der **H1u** und **H2u**

Die Kartierung und die Mächtigkeitsbestimmung der **H1u** und **H2u** erfolgten zum einen durch direkte Vermessung an Aufschlüssen. So konnte an 73 Aufschlüssen die Mächtigkeit der **H1u** und an 32 Aufschlüssen die Mächtigkeit der **H2u** vermessen werden. Aber auch durch geophysikalische Messmethoden an 5 Standorten im Rio Seco und Rio Palancia konnte die Mächtigkeit der **H2u**-Ablagerungen ermittelt werden (Abb. 4).

Um eine volumetrische Abschätzung dieser Speicher durchführen zu können, wurden jeder kartierten Polygonfläche (**A**) mittlere Mächtigkeiten (**M**) zugeordnet und das Volumen (**V**) ließ sich nach Gleichung 6 berechnen.

5.1.4 Kartierung und Speicherbestimmung der Hochflutsedimente

Es liegen für diese Komponente 65 Geländeaufnahmen vor, die Abgrenzung bzw. die Kartierung dieser Komponenten erfolgte jedoch rein fernerkundlich, da sich auf den Orthophotos die Oberflächenfarben der anstehenden **P** deutlich von den Flächen, die mit Hochflutsedimenten bedeckt sind, unterscheiden lassen. So sind die mit holozänen schluffigen Sanden, die sowohl die Hochflutsedimente als auch die oberste Schicht der alluvialen **H3**-Terrassen aufbauen, bedeckten Flächen deutlich dunkelbraun bis beige-braun. Die mit pleistozänen Sedimenten bedeckten Flächen sind dagegen rötlichbraun bis hellbeige. Somit konnten in einem ersten Schritt die Flächen mit aufliegenden holozänen Hochflutsedimenten kartiert werden. Die Abgrenzung dieser Flächen von den **H3**-Flächen erfolgte über ein Ausschlussverfahren, bezogen auf ihre Lage innerhalb der Sedimentkaskade, und wird im nachfolgenden Kapitel 5.1.5 erläutert.

Die Mächtigkeit dieser Sedimente wurde vor allem über die im Gelände ermittelten Mächtigkeiten bestimmt und auf die Fläche übertragen. Die Volumenberechnung dieser **BK** erfolgte nach Gleichung 6.

5.1.5 Kartierung und Speicherbestimmung der H3

Auf den Orthophotos sind die **H3** nicht von den Hochflutsedimenten, die vor allem im Unter- bis Mittellauf des Rio Palancia auf den **P**, **H1u** und **H2u** zur Ablagerung kamen, zu unterscheiden. Da sich diese Terrassen innerhalb der Sedimentkaskade eine Stufe unterhalb der **H2u** befinden, wurde als äußerste laterale Verbreitungsgrenze zu diesen Hochflutsedimenten das Höhenniveau der Erosionsdiskordanz der **H2** herangezogen (siehe Abb. 30).

Auch hier erfolgten zum Teil die Kartierung und die Mächtigkeitsbestimmung der (**H3**) sowohl durch direkte Vermessung an Aufschlüssen (322) wie auch durch geophysikalische Messmethoden (7 Standorte). Anhand dieser Geländeaufnahmen wird deutlich, dass die Terrassenhöhen wenig von den im Gelände vermessenen Sedimentmächtigkeiten abweichen. Die Grenze zu den darunterliegenden pleistozänen Sedimenten liegt oft nur wenige cm über bzw. unterhalb der Basis der Trockensteinmauern.

Um eine Mächtighkeitsabschätzung dieser **BK** auf Einzugsgebietsebene durchführen zu können, wird angenommen, dass die Mächtigkeiten der **H3**-Ablagerungen mit den Terrassenhöhen übereinstimmen, die mit Hilfe des DGM ermittelt werden können. Somit wurde jedem kartierten Polygon, für das keine Information zur Mächtigkeit aus Geländearbeiten vorlag, die mittlere Mächtigkeit der jeweiligen Terrassenhöhen zugeordnet. Hierfür wurden je nach Terrassenlänge mehrere Messungen vorgenommen, mindestens jedoch 2 Messungen. Die Volumenberechnung dieser **BK** erfolgte nach Gleichung 6. Mit dieser Herangehensweise kann eine Minimumabschätzung erreicht werden, da davon ausgegangen werden muss, dass die Mächtigkeit der **H3**-Ablagerungen bei einigen Terrassen unterschätzt wird.

Zur Mächtighkeitsabschätzung der im Gerinnebett befindlichen Sedimente wurden Geländeaufnahmen und Orthophotokartierungen herangezogen, welche die Informationen über die Verbreitung und die Mächtigkeit dieser Sedimente liefern konnten. Die Volumenabschätzung dieser Ablagerungen basiert damit zum einen auf 168 direkten und 19 geophysikalischen Mächtighkeitsbestimmungen im Feld von einem Drittel der Gerinnebettfläche im Einzugsgebiet. Zum anderen wurden die verbleibenden Flussabschnitte analog zu den vermessenen Abschnitten anhand ihrer Flussbetteigenschaften wie Breite, Gradient und Position in der Längstalachse über Orthophotos und geometrische Eigenschaften aus dem DGM verglichen und ihre Mächtigkeiten abgeschätzt. Die Volumenberechnung dieser **BK** erfolgte nach Gleichung 6.

5.1.6 Kartierung und Speicherbestimmung des Flussdeltas

Das Rio Palancia-Delta besteht aus einem terrestrischen und einem submarinen Teil. Die räumliche Begrenzung des holozänen terrestrischen Bereichs wurde nach den Erkenntnissen von Mediato und Santisteban (2006) und einer daraus folgenden Neuinterpretation der geologischen Karten (IGME, 1973a, 1974) durchgeführt. Aufgrund der fast zentralen Lage der geteufte Bohrung (Kap. 4.2.7) und einer idealisierten Deltaform wurde die 36 m-Isobathe als maximale seewärtige Ausdehnung des holozänen Deltas herangezogen. Mit Hilfe der oberflächlichen Verteilung der holozänen Sedimente und der Bathymetrie konnte eine subterrestrische Idealform des Deltas modelliert werden, um eine grobe Abschätzung zum holozänen Deltavolumen vornehmen zu können. Im Gegensatz dazu konnte bis jetzt die Kartierung der räumlichen Ausdehnung des pleistozänen Deltas nicht durchgeführt werden.

Die Kartierung dieser Flächen wird dadurch erschwert, dass sich Schwemmfächer aus anderen küstennahen Einzugsgebieten mit den Sedimenten des Rio Palancia Deltas verzahnen. Die Sedimente des pleistozänen Deltas gehen in der Peripherie auch nahtlos in die Küstenebene über.

5.1.7 Austragsbestimmung der P

Um den Austrag der postsedimentären Degradation zu bestimmen, wurden Paläooberflächen mit Hilfe der DGM-Daten und der kartierten Grenze zu den Hängen hin modelliert. Auch wenn im Arbeitsgebiet innerhalb der aufgeschlossenen P-Sedimente keine Anzeichen auf eine tektonische Verstellung zu finden ist, kann nicht gänzlich ausgeschlossen werden, dass es seit der Sedimentation möglicher älterer P zu neotektonischen Verstellungen der Bruchschollen kam. Genauso wenig kann mit der zur Verfügung stehenden Datengrundlage die bei der Sedimentation der P vorherrschende Reliefsituation rekonstruiert werden. Die 3D-Modellierung basiert deshalb auf TIN-Oberflächen, die sich auf Datenpunkte mit heutigen P-Vorkommen beziehen. Somit repräsentiert die P-Paläooberfläche nur ein minimales Niveau, welches z.T. unterhalb des ursprünglichen Sedimentationsniveaus liegt (Abb. 18).

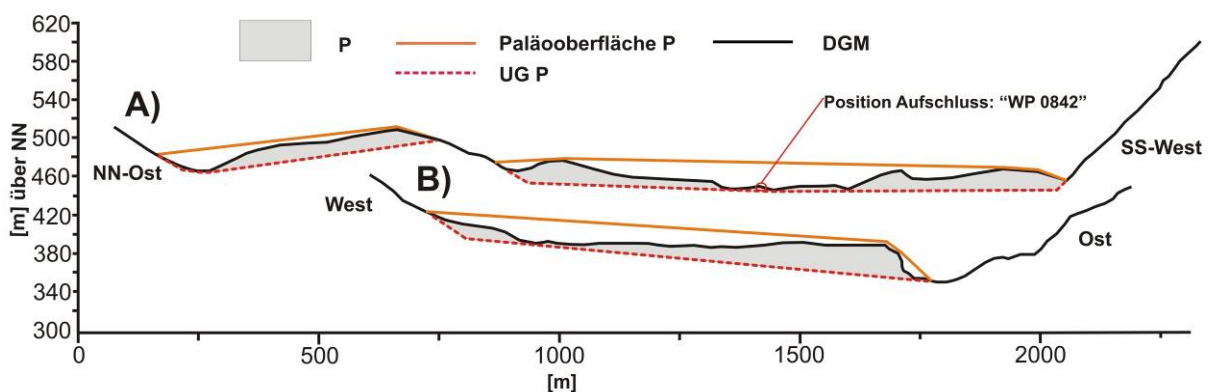


Abb. 18: Exemplarisch aus dem DGM extrahierte Talquerschnitte und Schnitte durch die modellierten Paläooberflächen sowie die modellierte UG zum mesozoischen Anstehenden. Die Paläooberflächenform wurde von den modellierten TINs abgegriffen. A) Talquerschnitt im mittleren Flussabschnitt des Rio Seco westlich von Altura. Der Schnitt geht durch den Aufschluss „WP 0842“ (Photo 11). B) Talquerschnitt im mittleren Flussabschnitt des Rio Palancia ca. 1500 m flussabwärts von Navajas.

Um die Paläooberfläche im Bereich der P-Vorkommen der heutigen Geländeoberfläche anzunähern, wurden zahlreiche Stützpunkte gesetzt und diesen der Z-Wert des DGM zugewiesen. Der Austrag nimmt den Raum zwischen der Paläooberfläche und dem DGM ein

und wurde unter Zuhilfenahme der ArcGIS *Toolbox* Funktionen berechnet (*3D Analyst-Tools: TIN-Differenz*).

5.1.8 Austragsbestimmung der H1u und H2u

Innerhalb der Sedimentkaskade sind zwei Generationen holozäner Ablagerungen, die einem *braided river* System zugeordnet werden konnten, ausgeprägt. Zur Volumen-Quantifizierung des Austrages aus dieser Budgetkomponente wurden mit Hilfe des GIS die Paläooberflächen und Paläounderflächen dieser **BK** auf Basis von TIN-Flächen modelliert. Für jeden Flussabschnitt mit **H1u**- bzw. **H2u**-Vorkommen wurden mittels zweier Vektoren Ebenen konstruiert. Bei diesem Vorgehen wird als Vektorursprung der höchstgelegene Punkt in einem Flussabschnitt eines **H1u**- bzw. **H2u**-Vorkommens gesetzt (Abb. 19). Vektor \vec{a} führt dann von diesem senkrecht zur ehemaligen Fließrichtung horizontal zur gegenüberliegenden Talseite. Während Vektor \vec{b} vom Vektorursprung zum nächsten, oberhalb oder unterhalb gelegenen **H1u**- bzw. **H2u**-Vorkommen führt. Anhand des Kreuzproduktes aus den Vektoren \vec{a} und \vec{b} wurde ein Normalenvektor (\vec{n}), der senkrecht auf dieser Ebene steht, ermittelt. Mit diesem Normalenvektor konnten anschließend beliebige Vektoren (\vec{x}) dieser Ebene berechnet werden, die Koordinaten für Konstruktionspunkte zur Erstellung einer TIN-Fläche lieferten. Der mathematische Zusammenhang ist in Gleichung 10 und Gleichung 11 zusammengefasst, der geometrische Zusammenhang wird in Abb. 19. dargestellt.

$$(10) \quad \vec{n} = \vec{a} \times \vec{b} = \begin{pmatrix} a_x \\ a_y \\ a_z \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} b_x \\ b_y \\ b_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_y \circ b_z - a_z \circ b_y \\ a_z \circ b_x - a_x \circ b_z \\ a_x \circ b_y - a_y \circ b_x \end{pmatrix} = \vec{n} \begin{pmatrix} n_x \\ n_y \\ n_z \end{pmatrix}$$

$$(11) \quad \vec{n} \circ \vec{a} = \vec{n} \circ \vec{b} = \vec{n} \circ \vec{x} = 0$$

Die daraus resultierende Ebene besitzt somit eine Neigung α , die im Falle der Paläounderfläche der des Paläotalweges in diesem Flussabschnitt entspricht. Mit den Arc GIS *Toolbox* Funktionen (*3D Analyst-Tools: TIN-Differenz*) konnten die Bereiche, die oberhalb der Geländeoberfläche in diesem Talabschnitt lagen, anschließend extrahiert werden. Die an diesen Talabschnitt angrenzenden Paläooberflächen wurden zusammengefügt und dazwischen liegende Abschnitte, in denen die Ablagerungen für die jeweiligen **BK** vollkommen fehlten, wurden interpoliert.

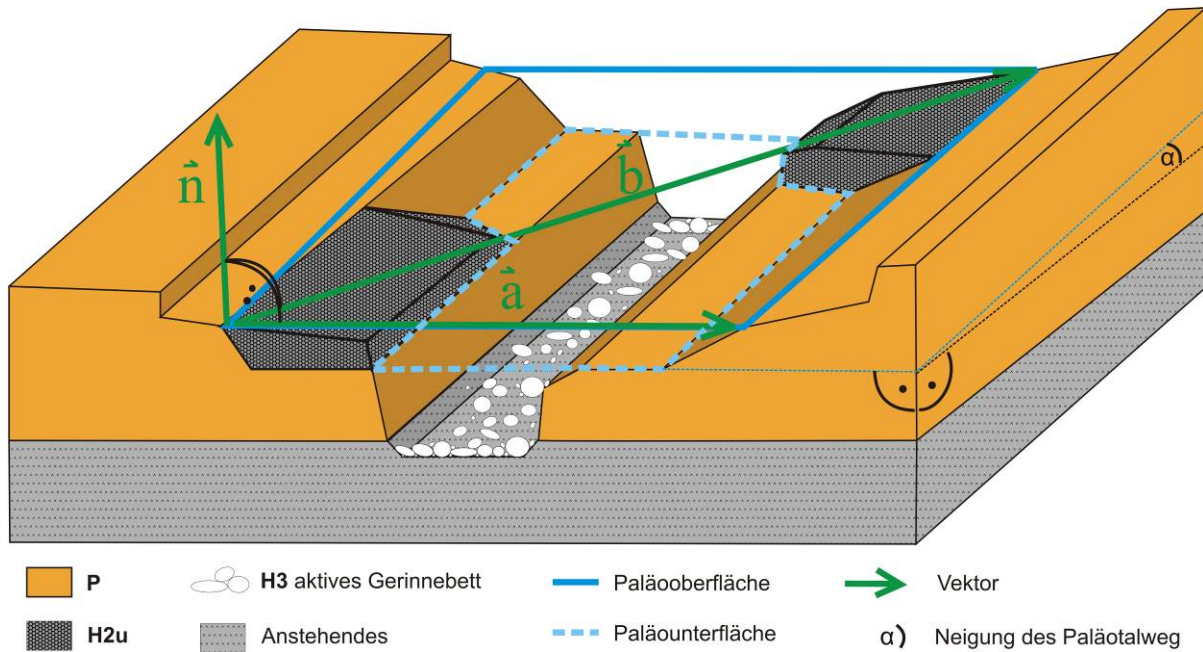


Abb. 19: Semantische Blockdarstellung der vektoriellen Ebenenkonstruktion anhand der **H2u**.

Die Paläunterfläche wurde über die Höhenlage der Erosionsdiskordanzen, welche diese **BK** von den **P** trennen (Abb. 19), modelliert. Das ausgetragene Volumen aus den **H2u** nimmt den Raum zwischen den beiden Paläoflächen ein. Da die Paläoberflächen nur die heute noch konservierte maximale Höhenlage dieser **BK** repräsentieren, ist das quantifizierte Volumen als Minimumwert zu sehen. Dieser Austrag wird unter Zuhilfenahme des GIS berechnet (*ArcToolbox, 3D Analyst-Tools: TIN-Differenz*).

Da die **H1u**-Ablagerungen vermutlich mehrere Generationen von Sedimentationskörpern repräsentieren, wurden die Vektorenursprünge auf die Oberfläche der am höchsten vorkommenden Sedimentkörper der **H1u** im jeweiligen Flussabschnitt gesetzt. Der maximale Austrag aus dieser **BK** nimmt den Raum zwischen der Paläoberfläche der **H1u**- und der **H2u**-Paläoberfläche ein.

5.1.9 Sedimentaustrag aus H3

Der Austrag aus dieser Komponente stellt das Volumen zwischen der Paläountergrenze der **H2u** (siehe Kap. 5.1.8) und der heutigen Geländeoberfläche dar. Für das aktive Gerinnebett werden bezüglich der Zulieferung, der Zwischenlagerung und des Austrages konstante Verhältnisse angenommen. Somit ist das Volumen des Austrages dem Volumen der Speicherung rechnerisch gleichzusetzen.

5.2 Quantifikation der BK

Neben ihrer flächenhaften Ausdehnung sind vor allem das Volumen, das diese Komponenten einnehmen, und der Austrag aus diesen Speichern von grundlegender Bedeutung für den Sedimenthaushalt. In Abb. 27 sind die Mittelwerte des Speichers und des Austrages der einzelnen **BK** aufgelistet. Die Minimal-, Mittel- bzw. Maximalwerte sind der Tab. 8 zu entnehmen. Da zur Ermittlung der einzelnen Werte unterschiedliche Methoden angewandt wurden, stehen nicht für alle Komponenten Minimal- und Maximalwerte zur Verfügung. Bevor jedoch auf die Bilanz eingegangen wird, soll im nächsten Kapitel zuerst die flächenhafte Verteilung dargestellt werden.

5.2.1 Kartierung der BK

Die Bedeutung der einzelnen Komponenten auf Einzugsgebietsebene wird schon durch ihre flächenhafte Verteilung (vgl. Abb. 20) deutlich. Hier dominieren vor allem die Hanglagen mit einer Planfläche von 690,5 km², das entspricht 71,2 % der Einzugsgebietsfläche. Zur allgemeinen Veranschaulichung siehe Tab. 5. Mit ihrer Reliefoberfläche von 743,48 km² entsprechen die Hanglagen 72,6 % der Reliefoberfläche der Gesamteinzugsgebietsfläche. Künstlich terrassierte Flächen sind auf 177,5 km² (Planfläche) zu finden. Über 76 % der Terrassenflächen lagen zur Aufnahmezeit der Orthophotos brach. Der größte Teil der aus der Nutzung genommenen Flächen konzentriert sich dabei auf die Terrassen der K1 (45 % der terrassierten Hanglagen) und in einem geringen Maß auf die K2 (27 % der terrassierten Hanglagen) (zur Einteilung der Terrassenbreitenklassen siehe Kap. 5.1.1). Auf einer Planfläche von 513 km² konzentrieren sich die ungenutzten Hanglagen. Davon verfügen 27 % dieser Hangflächen über eine abgeschätzte Vegetationsbedeckung von unter 35 %, 29 %

bewegen sich zwischen 35 % und 65 % Bedeckungsgrad und auf 44 % der Hangflächen geht der Bedeckungsgrad über 65 %.

Neben den Hängen sind vor allem die pleistozänen Talverfüllungen präsent. Sie nehmen mit ihrer Planfläche von 252,22 km² einen Anteil von 26,00 % der Einzugsgebietsfläche ein und übersteigen damit bei weitem die in den geologischen Karten (IGME, 1973b, 1974, 1976a) dargestellte Fläche für das Pleistozän bzw. Quartär mit zusammen nur 54,6 km² (vgl. Abb. 2 und Abb. 20). Die restlichen Flächen decken die Pedimente mit Lockermaterial (24,88 km²) ab, das entspricht 2,57 % der Gesamtfläche. Alle anderen Komponenten sind in die pleistozänen Ablagerungen eingeschaltet und liegen somit innerhalb der **P**-Fläche. Die **H1u**-Ablagerungen befinden sich auf einer Fläche von 2,6 km², während von den **H2u**-Ablagerungen nur noch eine flächenhafte Verteilung von 0,5 km² vorliegt. Die Hochflutsedimente (**H1o** + **H2o**) liegen auf einer Fläche von 17,65 km². Die Terrassen der **H3**-Komponenten nehmen entlang der Flussläufe einen Raum von 13,84 km² ein und das aktuelle Gerinnebett einen Raum von 11,8 km². Das holozäne Delta erstreckt sich von Sagunto bis zur Küste auf einer Fläche von 17,15 km², um sich unter dem Meeresspiegel noch weitere 83,49 km² auszubreiten, und besitzt damit eine Gesamtfläche von 100,64 km².

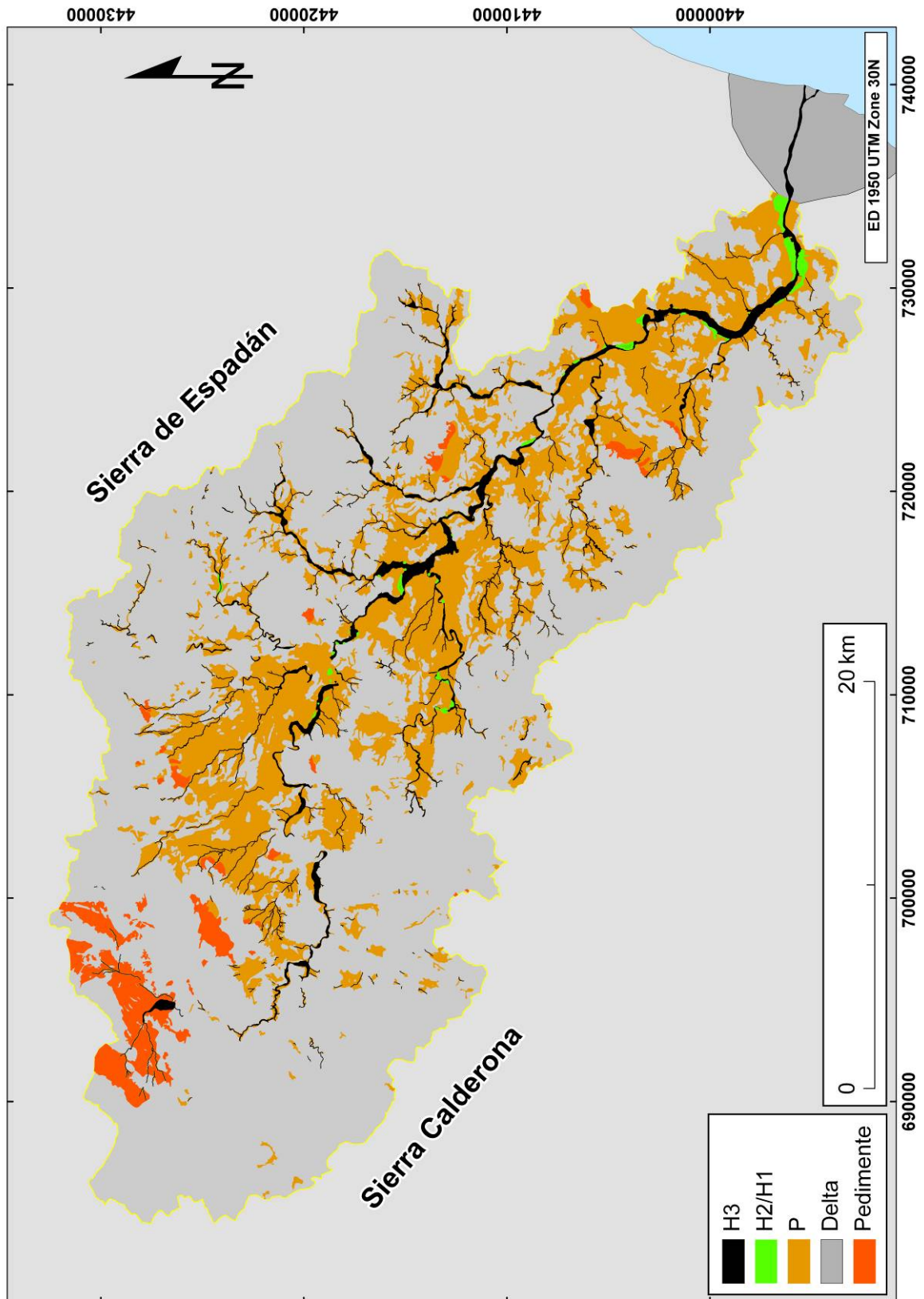


Abb. 20: Verteilung der **BK** im Rio Palancia-Einzugsgebiet. Die **H1u** und **H2u** wurden zusammengefasst, da sie auf dieser Skala nicht mehr zu differenzieren sind.

Tab. 5: Planflächen der **BK** und des jeweiligen Flächenanteils am Einzugsgebiet. Die Summe der Flächenanteile liegt über 100 %, da sich die fluvialen Komponenten zum Teil überlagern. Darüber hinaus sind die terrestrische Fläche und die Gesamtfläche des holozänen Deltas dargestellt.

	Planfläche [km ²]	Flächenanteil am Einzugsgebiet [%]
Einzugsgebiet	969,9	
Hanglagen	690,5	71,2
Hänge terrassiert	177,5	18,3
Hänge ungenutzt	513	52,9
Pedimente	24,9	2,57
P	252,2	26,00
H1u	2,6	0,27
H2u	0,5	0,05
Hochflutsedimente	17,7	1,82
H3 (alluviale Terrassen)	13,8	1,43
H3 (Gerinnebett)	11,8	1,22
terrestrisches holozänes Delta	17,1	
Gesamtes holozänes Delta	100,6	

5.2.2 Sedimentspeicherung auf Hängen und in Pedimenten

Für die **BK** der landwirtschaftlich ungenutzten Hänge und der Hanglagen, deren Sedimente durch künstliche Terrassierung fixiert sind, sowie der Pedimente konnte nur die Speicherung und kein Austrag ermittelt werden.

5.2.2.1 Sedimentspeicherung in Pedimenten

Die Sedimentspeicherung in den Pedimenten nimmt ein Volumen zwischen 0,2 km³ und 0,27 km³ ein, der flächenspezifische Speicher liegt zwischen 3847,6 t·ha⁻¹ und 5208,9 t·ha⁻¹ (Dichte: 1,9 t·m⁻³). Da die Datendichte für diese Flächen sehr gering ist, wird mit der angewandten Methode für die Berechnung dieses Speichers nur das minimal und maximal geometrisch mögliche Volumen berechnet. Der sich daraus ergebende mittlere Wert, der in Abb. 27 dargestellt wird, ist somit als grober Schätzwert zu verstehen.

5.2.2.2 Sedimentspeicherung in landwirtschaftlich ungenutzten Hanglagen

Die Mächtigkeitsmodellierung der landwirtschaftlich ungenutzten Hanglagen basiert auf den Aufnahmen von insgesamt 499 direkt und indirekt gemessenen Standorten. Die Anzahl der Aufnahmen für die einzelnen Standortklassen wird in Abb. 21 dargestellt, wobei eine Unterrepräsentanz von <5 Aufnahmen der Standorte 322 (eine Aufnahme), 331

(3 Aufnahmen), 332 (2 Aufnahmen) und fehlende Aufnahmen für die Standortklassen 312 und 323 zu erwähnen ist.

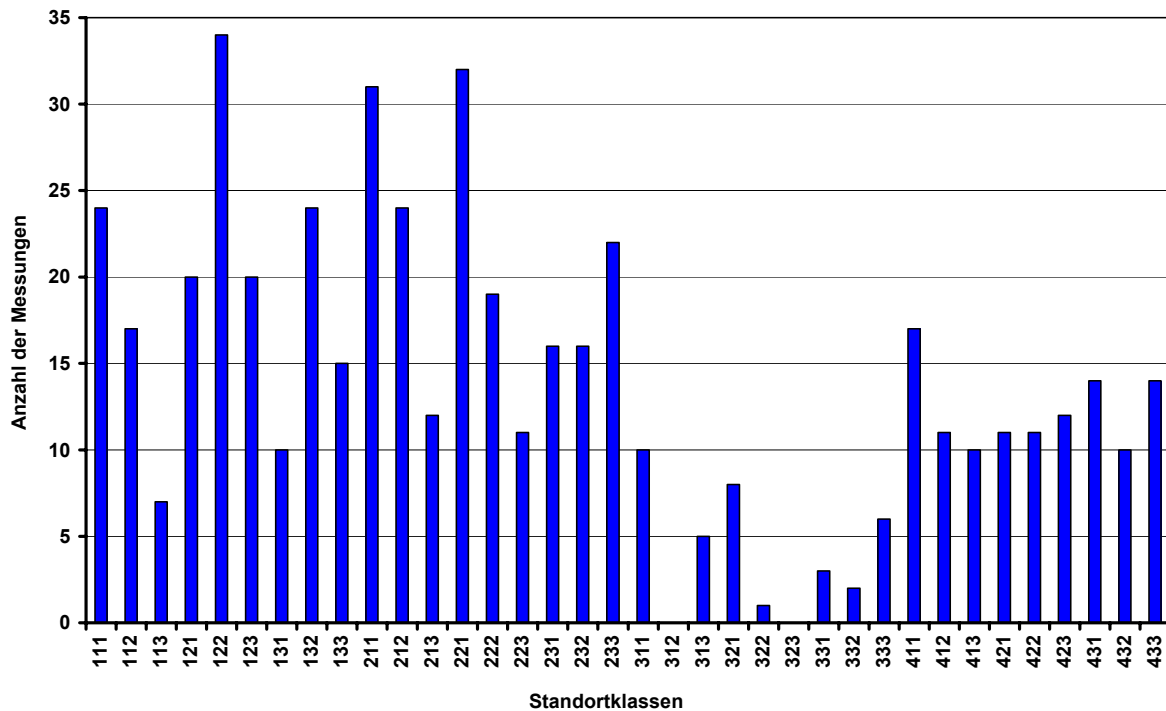


Abb. 21: Anzahl der Aufnahmen für die Standortklassen der ungenutzten Hanglagen.

Die Mächtigkeiten mit $\leq 0,13$ m (siehe Abb. 22) sind dabei auf eine große Anzahl von 402 Aufnahmen zurückzuführen. Bei den mächtigeren Auflagen nimmt die Anzahl stark ab. Lediglich 23 Standorte weisen eine Sedimentmächtigkeit von mehr als 0,5 m auf. Somit ist die Verteilung der Mächtigkeiten stark auf die unteren Mächtigkeitswerte konzentriert (Abb. 22). Insgesamt haben die Hangbereiche eine mittlere Auflage von 0,14 m. Die Abb. 23 stellt die durchschnittliche Mächtigkeit sowie die Mächtigkeiten der Standortklassen dar. Die Dominanz der größeren Mächtigkeiten in vertikal sowie horizontal konkav gewölbten Formen ist auffällig. Eine Ausnahme bildet die Kategorie des Hangneigungsbereichs 200 (15° – 30°). Im Hangneigungsbereich 400 ($>45^\circ$) fehlen jegliche Auflagen.

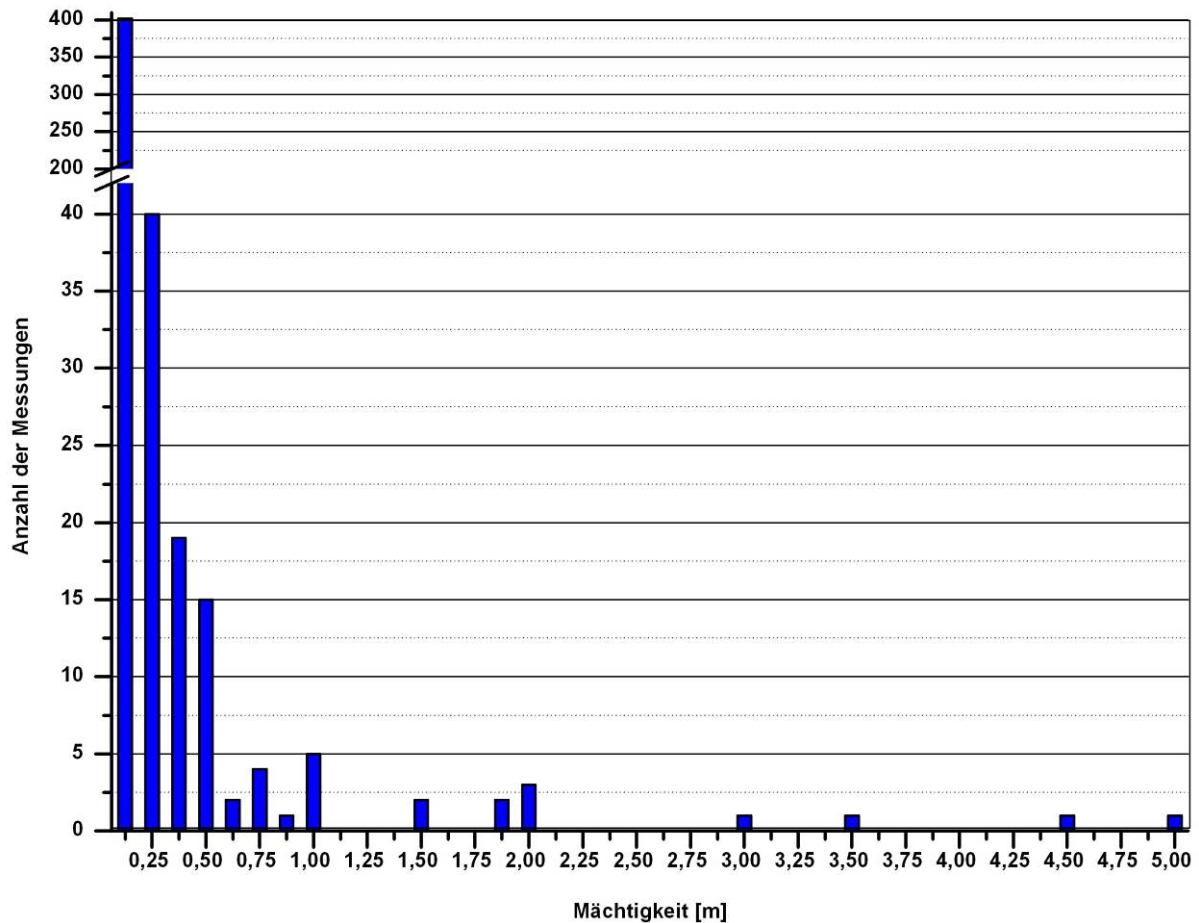


Abb. 22: Häufigkeitsverteilung der im Feld gemessenen Mächtigkeiten in ungenutzten Hanglagen.

Die Mächtigkeitsvariabilität lässt sich mit Hilfe der geomorphometrischen Standortklassifikation als Variable mit einer Wahrscheinlichkeit von 34 % erklären, wie eine einfache Varianzanalyse, vorgenommen an den einzelnen Standortklassen, zeigen konnte. Die mittleren Mächtigkeiten der einzelnen Standortklassen werden im Folgenden zur Abschätzung des Sedimentvolumens herangezogen. In Tab. 6 sind die jeweiligen Mächtigkeiten und ihr Oberflächenanteil in den einzelnen Klassen dargestellt. Über die geomorphometrische Standortklassifikation und ihre zugehörigen Mächtigkeiten ergibt sich eine durchschnittliche Auflagemächtigkeit von 0,18 m, die etwas höher liegt als die durchschnittliche Mächtigkeit aller Aufnahmen mit 0,14 m. Für die zwei Standortklassen, für die keine Mächtigkeitsinformationen aufgenommen wurden, wird die durchschnittliche Mächtigkeit angenommen.

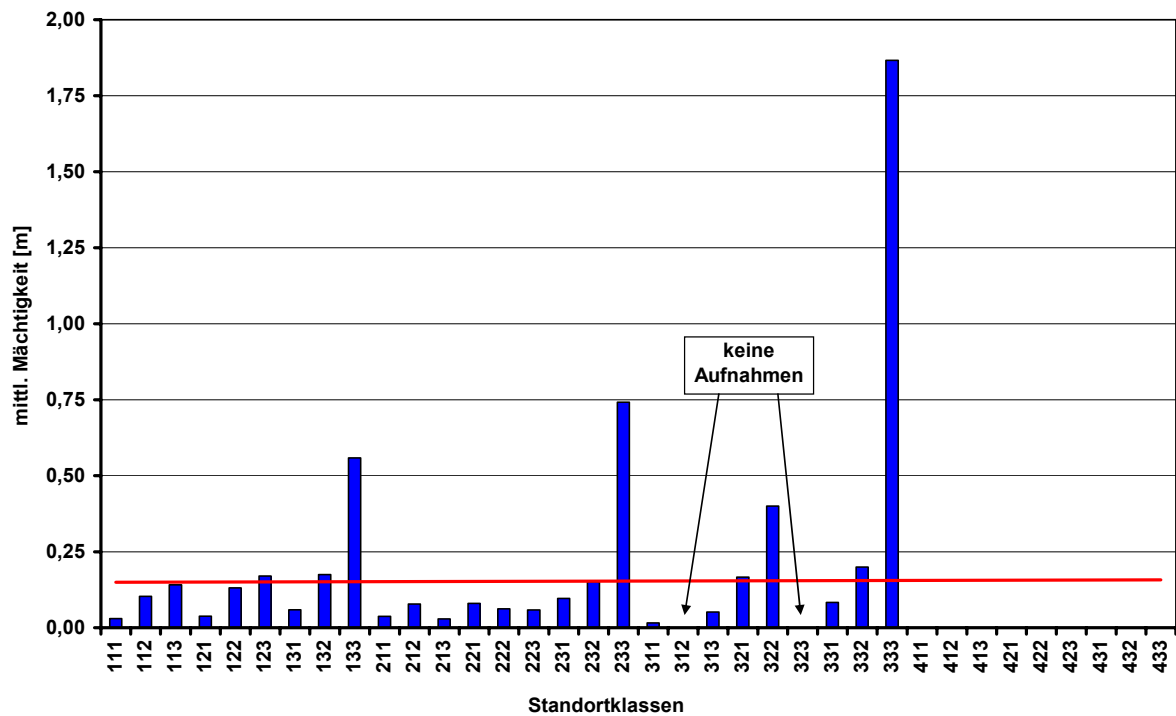


Abb. 23: Mittlere Mächtigkeiten der einzelnen Standortklassen der ungenutzten Hanglagen. Die rote Linie zeigt die gemittelte Mächtigkeit aus allen Standortklassen.

Auf den landwirtschaftlich ungenutzten Hanglagen liegen durchschnittlich $0,10 \text{ km}^3$ (flächenspezifische Speicherung $1940,84 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$, Dichte: $1,9 \text{ t}\cdot\text{m}^{-3}$, siehe Tab. 8). Ordnet man die minimal gemessene Mächtigkeit bzw. maximal gemessene Mächtigkeit pro Standortklasse der jeweiligen Standortklassenoberfläche zu, so liegen die Werte im Minimum bei $0,0043 \text{ km}^3$ und maximal bei $0,596 \text{ km}^3$. Bei der flächenspezifischen Speicherung ergibt sich ein Wertebereich von $81,99 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ bis $11335,89 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ (Dichte: $1,9 \text{ t}\cdot\text{m}^{-3}$). Diese hohe Spanne ist auf die Einzelmächtigkeit wie z. B. von Schutthalden mit max. 5 m zurückzuführen, die in die Maximalberechnung mit eingehen (Tab. 6). Die Werte mit mächtigeren Auflagen wurden zwar im Gelände gemessen, kommen jedoch nicht sehr häufig vor, wie die Verteilung der Häufigkeit der aufgenommenen Mächtigkeiten (Abb. 22) zeigt. Somit ist das maximal angegebene Volumen für die ungenutzten Hanglagen als recht unwahrscheinlich zu betrachten. Vielmehr werden in dieser Arbeit die durchschnittlichen Werte der Standortklassifikation als sehr wahrscheinlich betrachtet, wie auch die Varianzanalyse zeigt.

Tab. 6: Oberfläche, minimale, durchschnittliche und maximale Mächtigkeit sowie das errechnete Volumen der einzelnen Standortklassen. Die rot markierten Felder in der Tabelle zeigen an, dass hier Geländewerte fehlen. Für die durchschnittliche Mächtigkeit dieser Standortklassen wurde hier der Wert des Gesamtdurchschnitts eingesetzt.

Standortklasse	Geländeoberfläche [km ²]	min. Mächtigkeit [m]	Ø Mächtigkeit [m]	max. Mächtigkeit [m]	Ø V [km ³]
111	17,53	0,00	0,03	0,25	0,0005
112	14,41	0,03	0,10	0,68	0,0015
113	1,24	0,00	0,14	0,35	0,0002
121	33,29	0,00	0,04	0,31	0,0013
122	102,08	0,00	0,13	1,80	0,0134
123	9,64	0,00	0,17	1,00	0,0016
131	4,82	0,03	0,06	0,15	0,0003
132	25,85	0,00	0,17	0,70	0,0045
133	23,41	0,00	0,56	2,00	0,0131
211	29,81	0,00	0,04	0,30	0,0011
212	17,39	0,00	0,08	0,40	0,0014
213	3,51	0,00	0,03	0,06	0,0001
221	44,74	0,00	0,08	0,90	0,0036
222	70,04	0,00	0,06	0,35	0,0044
223	16,93	0,00	0,06	0,38	0,0010
231	14,21	0,00	0,10	0,45	0,0014
232	37,50	0,00	0,15	0,50	0,0057
233	29,49	0,00	0,74	5,00	0,0219
311	7,66	0,00	0,02	0,10	0,0001
312	3,34	---	0,18	---	0,0006
313	1,59	0,01	0,05	0,20	0,0001
321	8,05	0,00	0,17	0,50	0,0013
322	9,31	0,40	0,40	0,40	0,0037
323	5,05	---	0,18	---	0,0009
331	4,35	0,00	0,08	0,25	0,0004
332	7,63	0,00	0,20	0,40	0,0015
333	8,87	0,00	1,87	4,50	0,0166
411	0,64	0,00	0,00	0,00	0,0000
412	0,09	0,00	0,00	0,00	0,0000
413	0,13	0,00	0,00	0,00	0,0000
421	0,07	0,00	0,00	0,00	0,0000
422	0,03	0,00	0,00	0,00	0,0000
423	0,04	0,00	0,00	0,00	0,0000
431	0,33	0,00	0,00	0,00	0,0000
432	0,18	0,00	0,00	0,00	0,0000
433	0,57	0,00	0,00	0,00	0,0000
Gesamt	553,85	0,00	0,18	5,00	0,1021

5.2.2.3 Sedimentspeicherung in den terrassierten Hanglagen

Die Terrassen auf den Hanglagen nehmen nach der in Kap. 5.1.1.2 beschriebenen Modellrechnung ein Volumen von $0,1 \text{ km}^3$ bis $0,28 \text{ km}^3$ ein (α , Quantil: 50 %; zur Übersicht siehe Tab. 7 und Tab. 8). Auf ihre Fläche bezogen können, bei einer angenommenen Dichte von $1,9 \text{ t}\cdot\text{m}^{-3}$, Werte von $1900 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ bis $5320 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ angegeben werden. Dies geht auf die errechnete Regolithmächtigkeit zurück (Gleichung 4 und Gleichung 5), die modellhaft gleichmäßig über die Gesamtfläche verteilt wird. Sie ist je nach Standort zwischen 0,3 m bis 1,9 m mächtig. Diese Werte wurden aufgrund der Überlegung ermittelt, dass es einen geometrischen Zusammenhang zwischen Hangneigung (α), Terrassenhöhe und Terrassenbreite gibt. In Abb. 24 ist das B/H-Verhältnis im Bezug auf die Hangneigungen aufgetragen. Auch wenn die Werte des B/H-Quotient streuen, kann eine deutliche Abhängigkeit zur Hangneigung festgestellt werden.

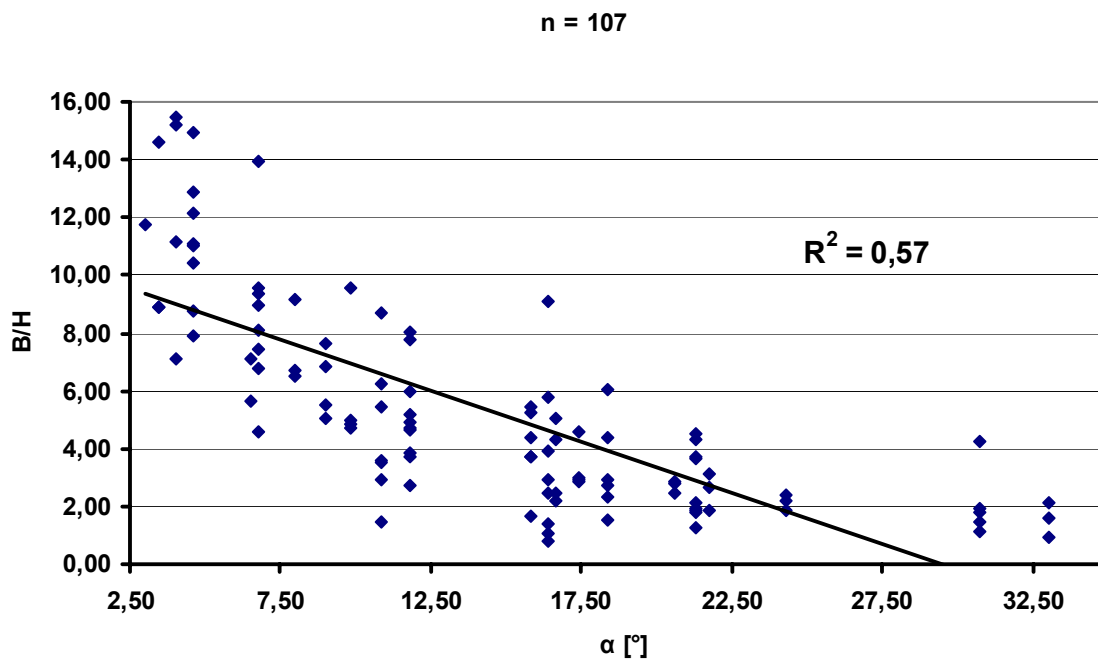


Abb. 24: Terrassenbreiten/-höhen-Quotient (B/H) im Verhältnis zur Hangneigung (α). Die Werte basieren auf den von den TIN-Modellen entlang 25 Profillinien entnommenen Daten. Die Hangneigung wurde über die gesamte Profillinie entnommen.

Die Verteilung der Hangneigungswerte (α) (Abb. 16) für die jeweiligen K ist der Tab. 7 zu entnehmen. Der Mittelwert der aus diesen TIN-Modellen extrahierten Terrassenoberflächenneigung (Winkel δ , Abb. 16) variiert, abhängig von der Kartierung zugeordneten Terrassenbreitklassen. So kann der K1 (2–10 m) ein Wert von 5,2° mit einer Spanne von 0,1°–28° zugeordnet werden. In der K2 (10–20 m) hat die mittlere Neigung einen Wert von 4,5° (Min. 0,2°, Max. 8°) und in der K3 (20–40 m) von 2,6° (Min. 0,5°, Max. 6,2°).

Tab. 7: Plan- und Geländeoberfläche, Hangneigungsverteilung, Terrassenoberflächenneigung und Ergebnisse zur Modellrechnung für die drei Terrassenbreitklassen.

	K1 (2–10 m)	K2 (10–20 m)	K3 (20–40 m)
A_{Plan} [km²]	94,9	62,8	19,7
A_{Gelände} [km²]	102,2	66,1	20,0
α, n	3.349.436	2.342.412	705.749
α, Quantil: 25%	14°	9°	3°
α, Quantil: 50%	20°	15°	6°
α, Quantil: 75%	26°	21°	10°
δ (Ø)	5,2°	4,5°	2,6°
H (α, Quantil: 25%–75%)	0,3–3,9	0,9–6,3	0,1–5,7
M (α, Quantil: 25%–75%)	0,2–1,8	0,4–2,9	0,1–2,8
M (α, Quantil: 50%)	0,3–1,3	0,9–1,9	0,6–1,1
V_{min} [km³]	0,03	0,06	0,01
V_{max} [km³]	0,13	0,13	0,02

Die errechneten Terrassenhöhen (H) sowie die durchschnittliche Regolithauflage (M), die den Flächen der K1, K2 und K3 zugeordnet werden können, sind in Tab. 7 aufgeführt und werden in Abb. 25 und Abb. 26 mit den im Gelände vermessenen Werten verglichen. Die im Gelände vermessenen Terrassenhöhen liegen zwar mit den errechneten Terrassenhöhen in vergleichbaren Wertebereichen (Abb. 25), jedoch streuen die im Gelände aufgenommenen Einzelwerte der Terrassenkantenhöhen. Sie befinden sich sowohl im unteren als auch oberen Bereich der errechneten Modellwerte. Die Untergrenze bzw. Obergrenze dieser Modellwerte geht aus dem Hangneigungswinkel α des 25 %-Quantils und der kleinsten Terrassenbreite sowie dem Hangneigungswinkel α des 75 %-Quantils und der größten Terrassenbreite hervor.

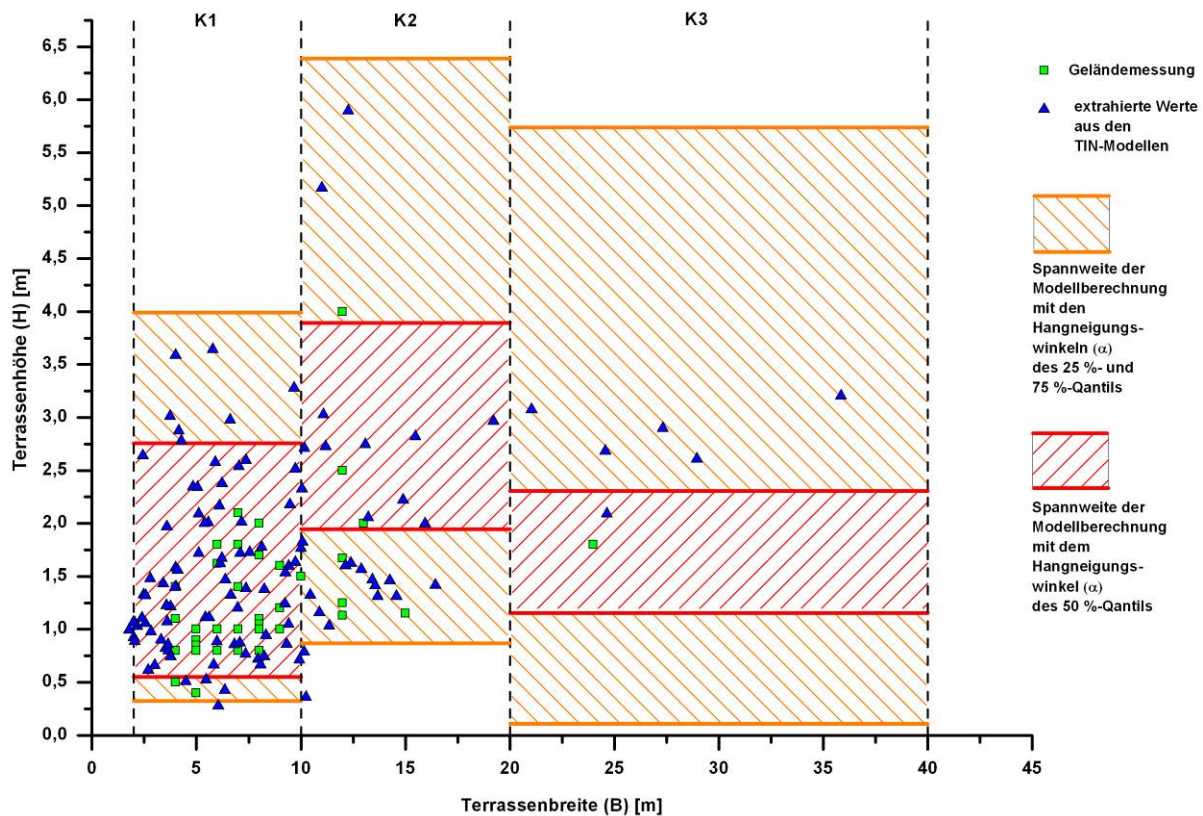


Abb. 25: Diagramm zu Terrassenhöhe (H) und Terrassenbreite (B). Es sind die im Gelände vermessenen Einzelwerte und die aus den TIN-Geländemodellen extrahierten Einzelwerte eingetragen. Gleichzeitig wird die Spannweite der Modellberechnungen der Terrassenbreitklassen (K1, K2 und K3) sowohl mit den Hangneigungswinkeln des 25 %- und des 75 %-Quantils der Hangneigungsverteilung als auch die Spannweite der Modellberechnung mit dem Hangneigungswinkel des 50 %-Quantils gezeigt.

Wie in Abb. 24 gezeigt, existiert eine Abhängigkeit des Verhältnisses B/H zur Hangneigung. Da MT senkrecht auf der Geländeoberfläche sitzt und damit direkt vom Winkel α und gleichzeitig sowohl von der Terrassenhöhe (H) als auch der Terrassenbreite (B bzw. TB) abhängt, wurde für das Budget die Modellrechnung der mittleren Auflage auf diesen Flächen der Hangneigungswinkel des 50 %-Quantils verwendet.

Für jeden der Standorte, für die TIN-Modelle erstellt wurden, konnte eine durchschnittliche Mächtigkeit errechnet werden (Gleichung 6). Diese liegt im Wertebereich, der mit den minimalen und maximalen Terrassenbreiten und dem 50 %-Quantil der Hangneigungswinkel errechnet wurde (Abb. 26).

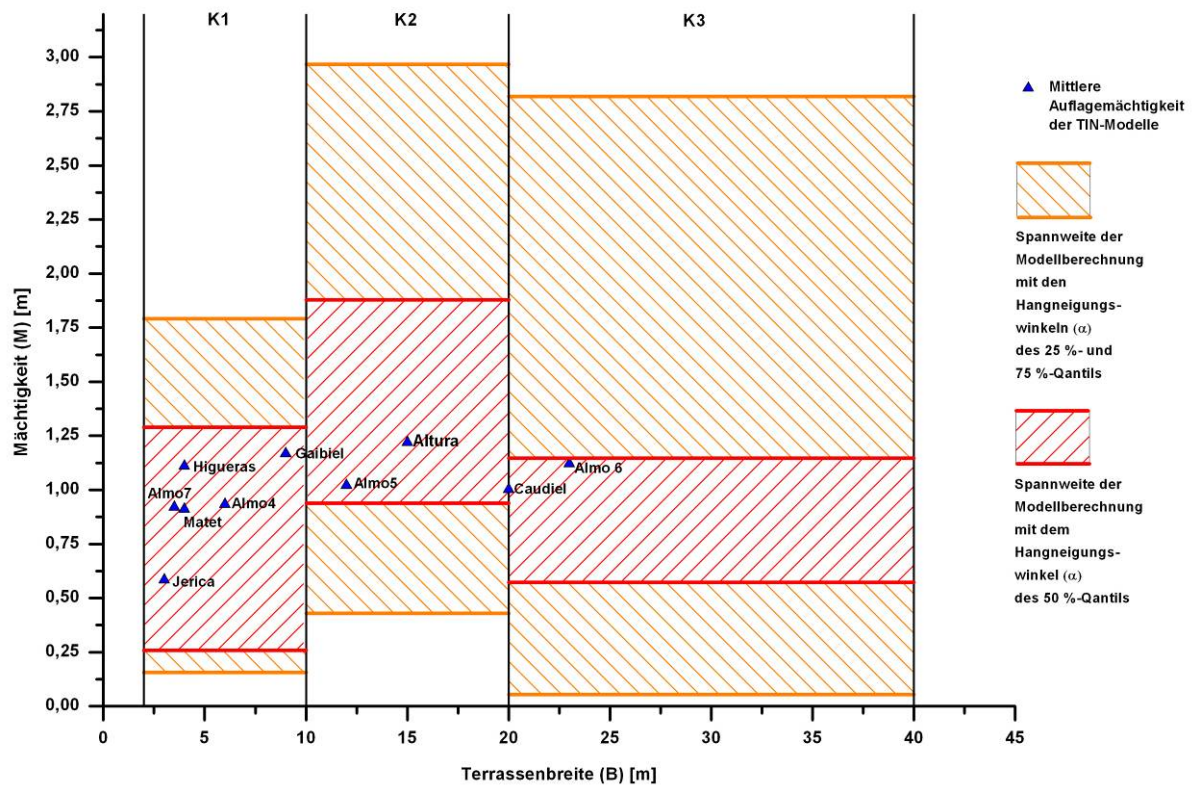


Abb. 26: Diagramm zur mittleren Auflagemächtigkeit (M) und Terrassenbreite (B) der TIN-Geländemodelle. Gleichzeitig wird die Spannweite der Modellberechnungen der Terrassenbreiteklassen (K1, K2 und K3), sowohl mit den Hangneigungswinkeln des 25 %- und des 75 %-Quantils der Hangneigungsverteilung als auch die Spannweite der Modellberechnung mit dem Hangneigungswinkel des 50 %-Quantils gezeigt.

Um den Fehler, der sich aufgrund der angenommenen Modellvorstellung, mit der eine Regolithmächtigkeit unterhalb des Mauerfußes vernachlässigt wird, abschätzen zu können, wurden Geoelektrikmessungen durchgeführt. Es konnte nicht in allen Geoelektrik-Profilen eine klare Grenze zum Anstehenden detektiert werden (siehe z. B. Abb. 15, T5 und T6). Dies war nur dann möglich, wenn das Anstehende aus kompaktem Jurakalk bzw. kompaktem Muschelkalk bestand. Dann konnten Werte von $>500 \Omega\text{m}$ bis über $2000 \Omega\text{m}$ gemessen werden, die sich klar von den Widerstandswerten der Terrassenkörper, die deutlich unter $500 \Omega\text{m}$ lagen, abheben (siehe z. B. Abb. 15, T1–T4). Für die K1 konnte an 9 Profilen eine klare Grenze von Terrassenkörper und Anstehendem ausgemacht werden. Damit konnte die Mächtigkeit des Lockermaterials unterhalb des jeweiligen Terrassenmauerfußes ermittelt werden. Diese Mächtigkeit lag zwischen 0 m und -2 m und ergab im Schnitt einen Wert von -0,8 m, bezogen auf den Terrassenfuß. Für die K2 konnte nur ein Geoelektrikprofil bezüglich einer klaren Untergrenze herangezogen werden. Die Grenze lag abzüglich der Terrassenhöhe

bei -0,5 m. Für die Terrassenbreitenklasse K3 wurden diesbezüglich keine Messungen durchgeführt.

5.2.3 Sedimentspeicherung und Austrag der fluvialen BK

Ein Überblick zu den Ergebnissen für das Gesamtbudget ist in der Tab. 8 und der Abb. 27 gegeben. Die Umrechnung von km^3 in $\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}$ bzw. $\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ erfolgt mit einer Dichte von $1,9 \text{ t}\cdot\text{m}^{-3}$.

Die Mächtigkeiten der **P** können im Einzugsgebiet über 50 m erreichen und betragen im Schnitt 17,43 m. Das in den pleistozänen Talverfüllungen gespeicherte Volumen liegt zwischen $1,95 \text{ km}^3$ und $1,96 \text{ km}^3$. Die flächenspezifische Speicherung liegt zwischen $146773 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ und $147708,5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$. Wie in Kap. 5.1.7 beschrieben, konnte für den Austrag aus den **P**-Sedimenten nur eine Minimalschätzung von $2,14 \text{ km}^3$ berechnet werden. Hier liegt der flächenspezifische Austrag bei $160910,5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$.

Die Mächtigkeiten der **H1u**-Ablagerungen variieren zwischen 1,5 m und 8 m und liegen damit im Schnitt bei 3,4 m. Das in **H1u** gespeicherte Volumen nimmt $0,019 \text{ km}^3$ ein. Der flächenspezifische Speicher beläuft sich auf $140004,5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$. Das ausgetragene Volumen aus den **H1u**-Ablagerungen liegt zwischen $0,28 \text{ km}^3$ und $0,284 \text{ km}^3$, der flächenspezifische Austrag, bezogen auf die modellierte Paläooberfläche ist dabei zwischen $123372 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ und $125417 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ angesiedelt.

Die Mächtigkeiten der **H2u**-Ablagerungen betragen zwischen 1 m und 6 m und liegt im Schnitt bei 2,9 m. Sie sind damit nur wenig geringmächtiger als die **H1u**-Ablagerungen, wohingegen der Speicher dieser Ablagerungen nur einen Raum von $0,002 \text{ km}^3$ einnimmt und damit eine 10er-Potenz geringer ausfällt als bei den **H1u**-Ablagerungen. Auch ihr flächenspezifischer Speicher von $72316 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ ist um knapp die Hälfte geringer. Der Minimumaustrag aus diesen Ablagerungen beträgt $0,058 \text{ km}^3$. Auf die Paläooberfläche bezogen liegt der Austrag mindestens bei $62525 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ und ist damit auch um etwa die Hälfte kleiner als bei den **H1u**. Um die Dimensionen des Materialumsatzes im Gerinnebett, bezogen auf die Paläooberfläche abschätzen und mit anderen Arbeiten vergleichen zu können, wird hier der Begriff der flächenspezifischen Gerinnebettaktivität eingeführt. In ihre Berechnung gehen die vorhandenen Datierungen, der jeweilige Austrag und die dazugehörigen Paläooberflächen ein. Es sollen hier keine für das gesamte Einzugsgebiet gültigen

Materialumsatzraten errechnet werden, da im Rio Palancia Flusssystem nicht von einer synchronen Entwicklung auszugehen ist. Die konservative Berechnung der Gerinnebettaktivität über den gesamten **H2u**-Aktivitätszeitraum bis zum ersten datierten Hinweis der Etablierung der **H3**-Terrassen (Lab.-ID: KIA37441 und KIA36535, Tab. 2) ist mit $41,40 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ anzugeben. Die Post-**H2u**-Gerinnebettaktivität liegt bei mindestens $92,22 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$. Dabei wird der längstmögliche Zeitraum der postsedimentären Ausräumung bis zur Etablierung der **H3**-Aktivität angenommen (Lab.-ID: MR0771 und KIA36535, Tab. 2 und Tab. 3).

Die Mächtigkeit der Hochflutsedimente liegt zwischen 0,1 m und 2,5 m, sie sind damit im Schnitt 1,1 m mächtig. Dieser Speicher nimmt ein Volumen von $0,02 \text{ km}^3$ ein und einen flächenspezifischen Speicher von $26577,6 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$.

Die Mächtigkeiten der alluvialen Terrassen, die von den **H3**-Sedimenten aufgebaut werden, variieren zwischen 0,1 m und 5 m und liegen damit im Schnitt bei 2,15 m. In diesen Terrassen ist mindestens ein Sedimentvolumen von $0,035 \text{ km}^3$ gespeichert, das auf die Fläche der Ablagerungen bezogen $48443 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ ausmacht. Der Austrag aus diesen Terrassen beträgt $0,02 \text{ km}^3$ und flächenspezifisch $31694 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$. Die Gerinnebettaktivität (Aktivitätszeitraum basierend auf Lab.-ID: KIA36535–1950 AD, Tab. 2) ist dabei mit $45,73 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ zu beziffern.

Die Mächtigkeiten der aktuellen Flussbett-Sedimente variieren zwischen wenigen cm und 2,5 m und liegen damit im Schnitt bei ca. 0,3 m auf einer Fläche von $11,84 \text{ km}^2$. Der Speicher beträgt $0,01 \text{ km}^3$ und liegt flächenspezifisch zwischen $14452 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ und $16704,5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$. Der Speicher wird in dieser Arbeit mit dem Austrag gleichgesetzt.

Der minimale holozäne Sedimentspeicher im Rio Palancia Flussdelta beträgt $0,89 \text{ km}^3$ und auf seine Gesamtfläche bezogen ist er mit $163048,5 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}$ anzugeben.

Tab. 8: Aufstellung der Werte zum Austrag, zur Speicherung, zum Materialumsatz der **BK**. Für die holozänen fluvialen **BK** ist die flächenspezifische Aktivität im Paläogerinnebett angegeben. Je nach angewandter Methodik sind die Minimal-, Maximalwerte und durchschnittlichen Werte angegeben.

BK		Speicher	Flächenspezifischer Speicher	Austrag	Flächenspezifischer Austrag	Gerinnebettaktivität
		[km ³]	[t·ha ⁻¹]	[km ³]	[t·ha ⁻¹]	[t·ha ⁻¹ ·a ⁻¹]
Hanglagen	ungenützt Min.	0,004	159,83			
	ungenützt Ø	0,102	3783,32			
	ungenützt Max.	0,597	22097,26			
	terrassiert Min.	0,100	10992,27			
	terrassiert Ø	0,190	20745,84			
	terrassiert Max.	0,280	30499,41			
Pedimente	Min.	0,203	154644,41			
	Ø	0,238	182003,72			
	Max.	0,274	209363,03			
P	Min.	1,948	146773,32	2,136	160910,46	
	Ø	1,955	147240,90			
	Max.	1,961	147708,48			
H1u	Min.			0,280	123371,70	
	Ø	0,019	140004,49	0,282	124394,37	
	Max.			0,284	125417,04	
H2u	Min.			0,058	62525,23	92,22
	Ø	0,002	72315,79			
	Max.					
Hochflutsedimente		0,020	26577,60			
H3	alluviale Terrassen	0,035	48443,10	0,023	31694,44	45,73
	aktuelles Gerinnebett Min	0,010	14452,21			
	aktuelles Gerinnebett Ø	0,010	15578,28			
	aktuelles Gerinnebett Max	0,010	16704,47			
Delta	Holozän	0,860	163048,47			

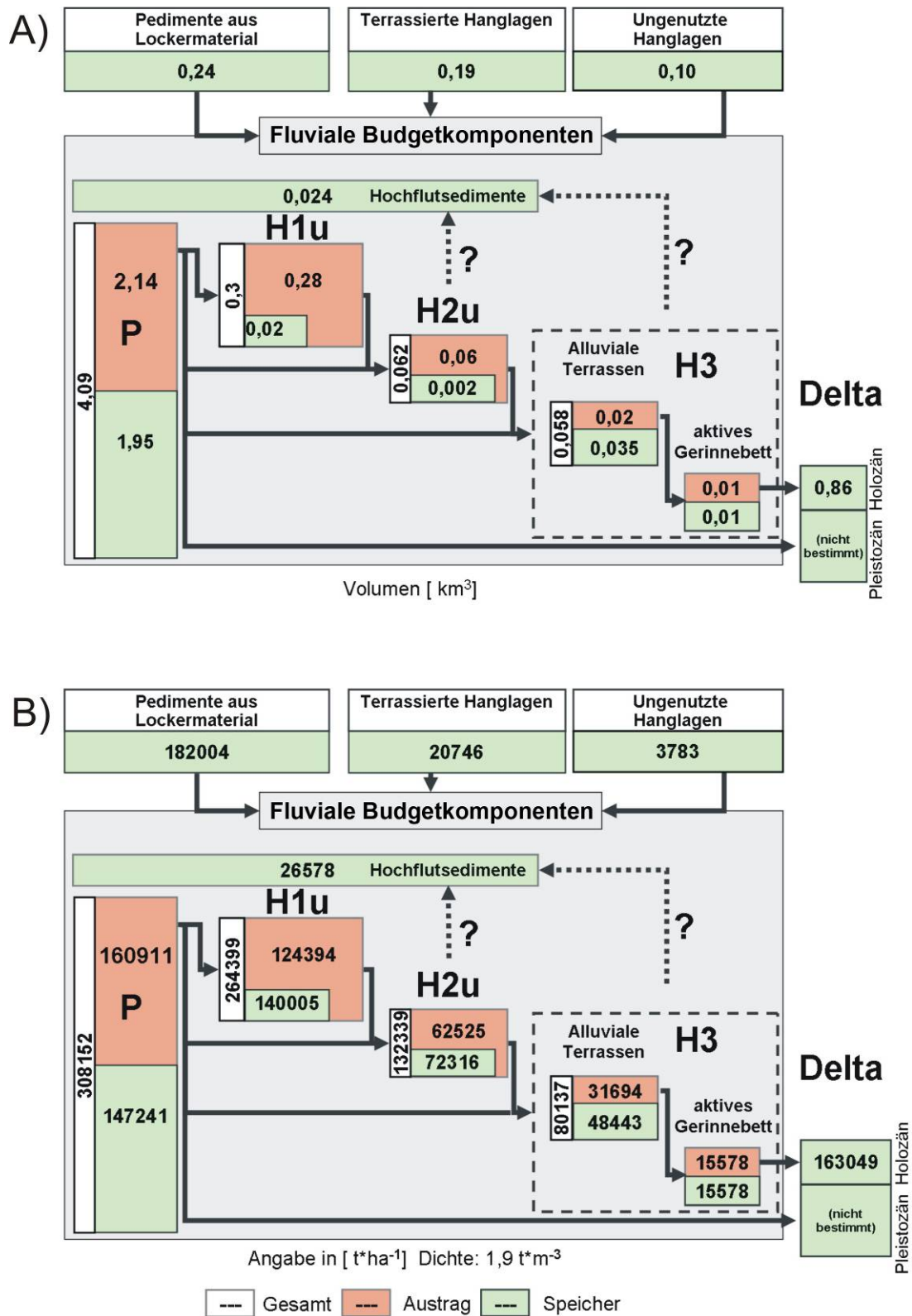


Abb. 27: Sedimentflussdiagramme: zeigen alle Elemente der Sedimentkaskade im Rio Palancia-Einzugsgebiet. Für die Komponenten, für die sowohl Maximal- als auch Minimalwerte zur Verfügung stehen, wurden die Mittelwerte zugeteilt. A) Volumen [km³] des Austrags und der Sedimentspeicherung. B) Angaben zum Austrag und der Sedimentspeicherung [t*ha⁻¹].

6 Veränderung der Flussbettbreite und des Gefälles im Holozän

Die Positionen der holozänen fluvialen **BK** sowie die Geometrie der zugehörigen modellierten Paläooberflächen deuten darauf hin, dass sich die rezente Flussbettgeometrie erheblich von denen der Paläoflussbetten unterscheidet. Dies gilt auch für die relativen Höhenlagen zum heutigen Talweg.

6.1 Methodik

Um die holozäne Veränderung der Flussbettgeometrie zu quantifizieren, wurden mit Hilfe des GIS die Paläooberflächen sowie die Lage der holozänen BK analysiert.

6.1.1 Bestimmung der relativen Höhenlagen der fluvialen BK und der Einschneidungsraten

Zur Ermittlung der vertikalen Position der einzelnen **BK** über dem Talweg bzw. der relativen Position der **BK** zueinander, die als Grundlage zur Berechnung der Einschneidungs- bzw. Degradationsraten dienen, wurden verschiedene Methoden angewandt.

Für die **P**, **H1u**, **H2u** stehen modellierte Paläooberflächen (A) zur Verfügung (Kap. 5). Ebenso kann das Volumen (V) des Austrags mit Hilfe der Paläooberflächen und dem DGM errechnet werden. Somit kann nach der Gleichung (12) ein mittlerer Degradationsbetrag (D_B) ermittelt werden.

$$(12) \quad D_B = V \cdot A^{-1}$$

Dieser Betrag gibt aber nur die gemittelte Tiefendifferenz über die gesamte Breite der **BK** an und spiegelt nicht die relative Höhenlage über dem Talweg wider. Um diese relative Höhenlage zu ermitteln, wurden im Bereich der **H1u** bzw. **H2u** auf Einzugsgebietsebene Punkte in 100 m-Intervallen entlang des Talweges gesetzt. Diesen wurden dann die Höhe des DGM sowie die Höhe der zugehörigen Paläooberfläche zugeordnet (*Arc Toolbox*, *3D Analyst Tool*, *Functional Surface*, *Interpolate Shape*). Die Differenz daraus ergab dann den relativen Höhenunterschied. Der Rio Palancia tritt bei dieser Vorgehensweise gegenüber seinen Nebenflüssen mit einer unterschiedlichen Gewichtung auf. Während für den Rio Palancia eine Messpunkteanzahl von 567 (**H1u**) bzw. 514 (**H2u**) erhoben werden konnte, wurde für seine Nebenflüsse nur eine Punktezahl im Zehner- bis Hunderterbereich Messpunkten ermittelt.

Daher wurden der Rio Palancia sowie jedes Teileinzugsgebiet extra gewertet. Die einzelnen Mittelwerte flossen dann in die Mittelwertsberechnung auf Einzugsgebietsebene ein. Für den relativen Höhenvergleich der **H3**-Terrassen mit dem Talweg wurden auch die Talweghöhe mit den Höhenlagen der kartierten, in unmittelbarer Nähe gelegenen höchsten **H3**-Terrassen im Hundert-Meter-Intervall verglichen.

Um nicht nur die vertikalen Differenzen von modellierten Oberflächen zu ermitteln, wurden auch die relativen Höhenlagen der im Feld zu findenden Sedimentoberflächen zum Vergleich herangezogen. Für die Berechnung der Einschneidungsrate wurden die Distanzen der Erosionsdiskordanzen der jeweiligen Komponenten in Relation gesetzt, um nicht die vertikalen Positionen der postsedimentär degradierten Oberflächen vergleichen zu müssen. So wurde in den Tälern des Rio Palancia bzw. des Rio Seco anhand der kartierten Erosionsdiskordanzen die relative Höhendifferenz (H_D) von Basis zur Basis der einzelnen Komponenten ermittelt. Die Einschneidungsraten (E_r) wurden nach Gleichung 13 berechnet.

$$(13) \quad E_r = \frac{H_D}{\Delta T}$$

Die minimale und die maximale Erosionsrate ergaben sich aus der minimalen und der maximalen Zeitdifferenz (ΔT).

6.1.2 Bestimmung der mittleren Paläotalweggradienten

Der mittlere Paläotalweggradient wurde für den jeweiligen Flussabschnitt aus der Differenz zwischen den absoluten Höhenlagen (ΔH_D) der kartierten **H1u**- bzw. **H2u**-Erosionsdiskordanzen sowie ihrer Lauflänge (L) zwischen den Standorten entlang des Flusslaufes des Rio Palancia ermittelt. Der Talweggradient (α [°]) ergab sich aus der Gleichung 14.

$$(14) \quad \tan \alpha = \frac{\Delta H_D}{L}$$

6.1.3 Bestimmung der mittleren Paläoflussbettbreiten

Zur Ermittlung der Paläoflussbettbreite wurden die modellierten **H1u**- und **H2u**-Paläooberflächen sowie die kartierte Fläche der **H3**-Terrassen herangezogen. Über die Fläche (A) und die Flusslauflänge (L) im jeweiligen Flussabschnitt wurde dann mit der Gleichung 15

$$(15) \quad \bar{B} = \sum_{i=1}^n (A \cdot L^{-1})_i$$

die mittlere Flussbreite (\bar{B}) der dazugehörigen **BK** berechnet.

6.2 Veränderung der Flussbettbreite und des Gefälles

Sowohl die Morphologie, die vertikale Lage, wie auch der Talweggradient der Flussbetten im Rio Palancia-Einzugsgebiet haben sich in den letzten Jahrtausenden signifikant verändert.

6.2.1 Die relative Höhenlage der fluvialen Budgetkomponenten

Die Höhendifferenz der **P** zum Talweg, der hier oft vom mesozoischen Anstehenden gebildet wird, liegt im Maximum bei 58,6 m und im Schnitt bei 17,43 m. Diese Sedimente treten aber auch im heutigen Flussbett des Unterlaufes als stark verbackene Konglomerate zu Tage. Geoelektrischen Messungen zufolge, können diese mehrere Dekameter Mächtigkeit erreichen. Somit reicht die Bandbreite ihres vertikalen Vorkommens von knapp 60 m oberhalb bis 10er Meter unterhalb des Talweges.

Die Oberflächen der Sedimente, die dem unteren Schichtglied der **H1** zugeordnet werden können, liegen je nach Lage im Flusslängsprofil zwischen 2,17 m und 39,64 m über dem heutigen Talweg. Die Höhen der im GIS modellierten Paläooberfläche erreichen 45,89 m über dem Talweg (siehe Tab. 9). Die Oberflächen der **H2u**-Ablagerungen liegen zwischen 1,13 m und 21,96 m über dem Talweg, die modellierte Paläooberfläche erreicht 25,54 m über dem Talweg. Die mittlere Höhenlage der **H1u**-Sedimentoberfläche zum Talweg liegt bei 14,7 m im gesamten Einzugsgebiet, wohingegen die Sedimentoberflächen der **H2u** im Schnitt 9,56 m über dem Talweg liegen. Die Paläooberflächen der **H1u** und **H2u** liegen aber im Mittel um etwa 3 m niedriger als die vermessenen Sedimentoberflächen. Die Abweichung der Höhenlage von der **H2u**-Paläooberfläche und der im Gelände zu findenden **H2u**-Oberfläche ist im Hauptfluss noch größer. So liegen die Sedimentoberflächen der **H2u**-Ablagerungen entlang des Rio Palancia-Talverlaufs im Mittel um knapp 7 m über den gemittelten Werten, die sich aus den Paläooberflächen ableiten lassen.

Die zum benachbarten Talweg am höchsten liegenden **H3**-Terrassen sind im Schnitt mit 4,27 m über dem Talweg positioniert. Sie weisen eine Spanne von 0,1 m bis 16,03 m über dem Talweg auf (Tab. 9).

Tab. 9: Aufstellung der relativen Höhenlage in Metern über dem Talweg der Standorte der **BK** (Felddaten) und der modellierten Paläooberfläche der **BK** für das gesamte Einzugsgebiet sowie für den Rio Palancia und seine Nebenflüsse.

	ΔH_D [m] für P			ΔH_D [m] für H1u			ΔH_D [m] für H2u			ΔHD [m] für H3 -Terrassen (Felddaten)		
	Min.	Max.	Ø	Min.	Max.	Ø	Min.	Max.	Ø	Min.	Max.	Ø
Einzugsgebiet (Felddaten)	---	---	---	2,17	39,64	14,70	1,13	21,96	9,56	0,10	16,03	4,27
Einzugsgebiet (Paläooberfl.)	0,08	58,55	17,43	0,08	45,89	11,25	0,24	25,54	6,46	---	---	---
Rio Palancia (Felddaten)	---	---	---	7,09	40,59	16,84	2,08	22,00	16,52	0,10	16,03	7,00
Rio Palancia (Paläooberfl.)	0,08	53,95	19,78	7,84	45,89	19,17	1,00	25,54	9,74	---	---	---
Rambla de Algimia (Almonacid, Paläooberfl.)	0,46	46,48	15,74	0,58	21,59	9,13	1,34	17,12	11,24	0,43	16,02	4,97
Rambla de Almedijar (Almedijar, Paläooberfl.)	1,46	10,93	6,20	0,20	10,06	5,36	0,20	5,34	3,30	0,25	10,20	3,56
Rambla de Azuebar (Azuebar, Paläooberfl.)	0,29	23,61	9,22	0,08	23,68	9,80	0,24	8,64	3,51	0,28	10,42	4,05
Barranco del Cascajar (Caudiel, Paläooberfl.)	0,90	58,55	39,15	1,25	28,78	17,02	0,46	11,72	6,49	0,20	11,50	4,96
Rambla de Gaibiel (Gaibiel, Paläooberfl.)	1,16	8,00	4,34	1,21	15,87	10,11	1,52	6,34	4,17	0,23	10,18	3,82
Barranco de Valdeavellanos (Castellnovo, Paläooberfl.)	0,18	53,10	24,69	1,14	11,72	7,63	1,72	9,49	5,99	2,16	8,57	5,72
Rambla Seco (Altura, Paläooberfl.)	10,63	29,98	20,34	0,70	32,11	11,76	0,37	17,74	7,24	0,81	12,97	5,11
Barranco del Hocio (El Torro)	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0,66	3,17	1,92
Barranco de Sada (Estivella)	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0,40	8,35	3,29
Barranco de Segrat (Segrat)	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0,19	6,38	2,24
Rambla de Somat (Alfara de Algimia)	---	---	---	---	---	---	---	---	---	0,33	11,83	5,22

6.2.2 Gefälleänderung

Im Flusslängsprofil (Abb. 28) wird deutlich, dass die größte relative Höhendifferenz der Erosionsdiskordanzen zum Talweg bei den **H1u** und **H2u** an ihrer nördlichen Verbreitung im Rio Palancia-Einzugsgebiet liegen, zum Flussdelta hin immer geringer werden und sich ca. 10 km flussaufwärts von Sagunto kreuzen. Somit befinden sich die Erosionsdiskordanzen der **H2u**, von Sagunto bis zu dieser Kreuzung, über denen der **H1u**. Dies betrifft jedoch nicht deren Sedimentoberflächen. So kann die Höhendifferenz der Erosionsdiskordanzen beider **BK** mit knapp -7 m, etwa 4,7 km flussaufwärts von Sagunto entfernt, und mit +25,5 m, ca. 42 km

vom Delta entfernt, beziffert werden. Im Mittellauf des Rio Palancia bis zu seinem Übergang ins Delta konnte für die Ablagerungen der **H1u** ein mittlerer Paläotalweggradient von $0,77^\circ$ (Gefälle: $0,0134 \text{ m}\cdot\text{m}^{-1}$) ermittelt werden. Im selben Abschnitt besitzt der Paläogradient der **H2u** noch eine Neigung von $0,54^\circ$ (Gefälle: $0,0093 \text{ m}\cdot\text{m}^{-1}$). Demgegenüber steht der heutige Talweggradient mit $0,49^\circ$ (Gefälle von $0,0086 \text{ m}\cdot\text{m}^{-1}$). Für den Flussabschnitt zwischen Jerica und Soneja flacht der mittlere Paläotalweggradient von $0,94^\circ$ (Gefälle von $0,0165 \text{ m}\cdot\text{m}^{-1}$, **H1u**) über $0,63^\circ$ (Gefälle: $0,011 \text{ m}\cdot\text{m}^{-1}$, **H2u**) auf $0,53^\circ$ (Gefälle: $0,0093 \text{ m}\cdot\text{m}^{-1}$) des heutigen Talweges ab. So kann für den Mittellauf bis zur Mündung des Rio Palancia ein abnehmendes Gefälle von den **H1u** über die **H2u** zum heutigen Talweg nachgewiesen werden.

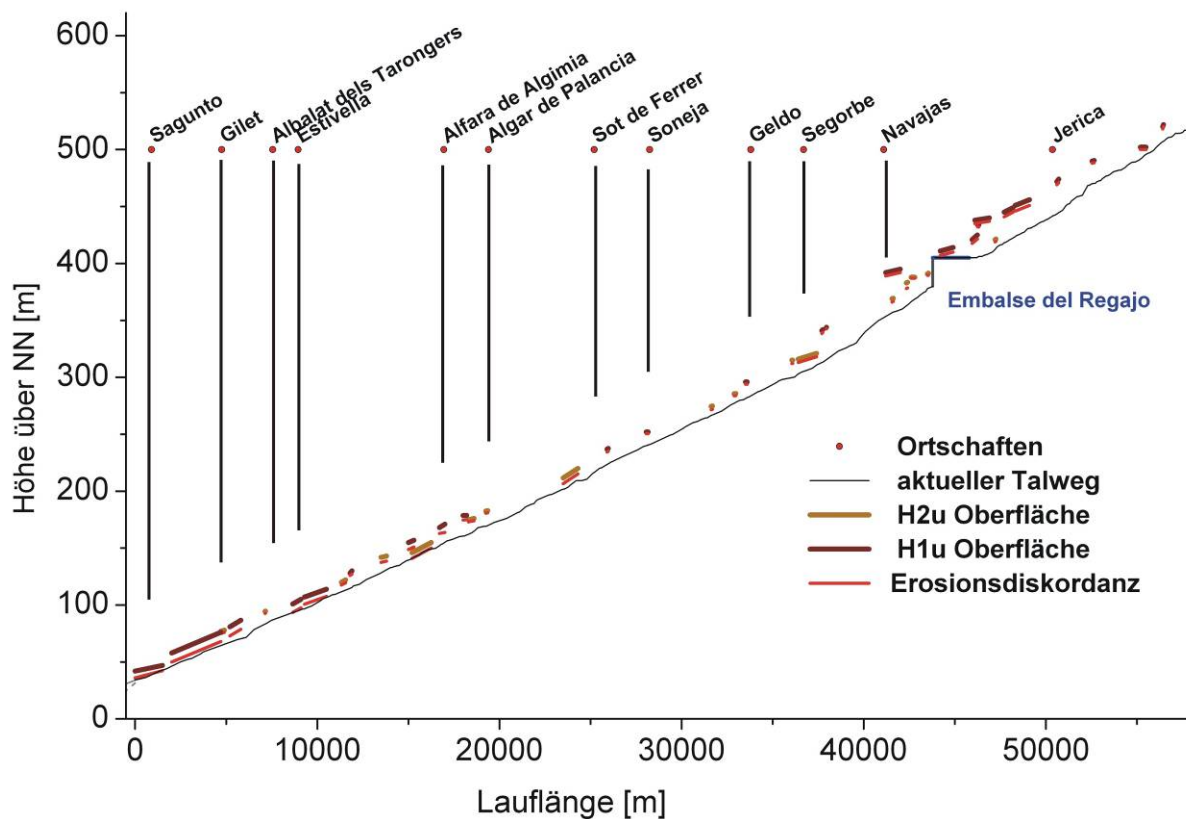


Abb. 28: Aktuelles Tallängsprofil des Rio Palancia zwischen Sagunto und Jerica mit der Position der unteren Schichtflächen der kartierten **H1u** und **H2u** entlang des Hauptflusstales. Das Profil setzt bei 0 km am Delta an.

6.2.3 Degradierungs- und Einschneidungsraten

Der gemittelte vertikale Degradationsbetrag der pleistozänen Sedimente liegt nach Gleichung 12 bei 8,47 m. Die OSL-Datierung (Lab-Id: MR0772, Tab. 3) und die ^{14}C -

Datierungen (Lab-Id: KIA38999, Tab. 2) geben Hinweise auf das Sedimentationsalter, aber nicht auf den Beginn der Degradierung dieser Sedimente. Somit wird basierend auf diesen Datierungen keine Degradierungsrate für diese Sedimente errechnet.

Über das Alter der einzelnen holozänen fluvialen **BK** und den Erosionsbetrag zur nächst unteren Komponente der Sedimentkaskade kann eine Einschneidungsrate bzw. Degradierungsrate ermittelt werden. Trotz der überschaubaren Anzahl an Datierungen aus den **H1u**-, **H2u**- und **H3**-Sedimenten können zumindest Größenordnungen der Einschneidungsraten für die letzten Jahrtausende für den Rio Palancia bzw. den Rio Seco ermittelt werden.

Im Rio Seco liegen nur in drei Abschnitten sowohl die **H1**- als auch die **H2**-Komponenten in unmittelbarer Nachbarschaft. Die relativen Höhendistanzen zwischen der Basis der **H1u** zu der Basis der **H2u** gehen hier von 11,5 m über 4 m auf 2,4 m und liegen damit im Schnitt bei 6 m. Auf Grundlage der aus diesem Flussabschnitt stammenden Datierungen (KIA 37437, KIA 36536, KIA 37438 und MR0771, siehe Abb. 12, Tab. 2 und Tab. 3) ergibt sich eine Einschneidungsrate von $1,2\text{--}1,5\text{ m}\cdot\text{ka}^{-1}$. Die Ergebnisse sind in Tab. 10 dargestellt. Die Komponenten der **H2u** und der **H3**-Terrassen liegen im Rio Seco an 12 Standorten in unmittelbarer Nachbarschaft und weisen im Schnitt eine vertikale Höhendifferenz ihrer Erosionsdiskordanzen von 4,1 m auf. Die Datierungen KIA 37435 und KIA 37436 aus den **H3**-Sedimenten im Rio Seco fallen leider beide in das atmosphärische ^{14}C -Alters-Plateau und wurden auf ein mittleres Datum von 1800 AD festgelegt. Damit ergeben sich Einschneidungsraten von $2,3\text{--}3,4\text{ m}\cdot\text{ka}^{-1}$. Die mittlere vertikale Distanz der Erosionsdiskordanz der **H2u** und der Basis der Gerinnebettablagerungen liegt 6,3 m im Rio Seco auseinander und ergibt somit eine Einschneidungsrate von $3,2\text{--}4,6\text{ m}\cdot\text{ka}^{-1}$. Für die **H2u** liegen zum größten Teil *terminus post quem*- ^{14}C -Datierungen vor und bestenfalls kann über OSL-Datierungen der Ablagerungszeitraum angegeben werden. Somit kann für die Einschneidungsrate von der **H2u**-Erosionsdiskordanz zur Basis der Gerinnebettablagerungen nur ein Minimumwert berechnet werden.

Tab. 10: Aufstellung der durchschnittlichen vertikalen Distanz (ΔHD) zwischen den Erosionsdiskordanzen für die Talabschnitte mit den **H1u**- bzw. **H2u**-Vorkommen im Rio Seco und im Rio Palancia sowie die daraus errechneten durchschnittlichen Erosionsraten (Er). Die Berechnungsgrundlage basiert auf den Datierungen im dazugehörigen Flussabschnitt.

	H1u/H2u		H2u/H3-Terrassen		H2u/H3-Gerinnebett	
	$\emptyset \Delta HD$ [m]	Er [$m \cdot ka^{-1}$]	$\emptyset \Delta HD$ [m]	Er [$m \cdot ka^{-1}$]	$\emptyset \Delta HD$ [m]	Er [$m \cdot ka^{-1}$]
Rio Palancia	14,8		7,2	3,6-5,7	11,00	5,6-8
Rio Seco	6,0	1,2-1,5	4,1	2,3-3,4	6,3	3,2-4,6

Die mittlere vertikale Distanz der Erosionsdiskordanzen zwischen **H2u** und **H3**-Terrassen im Rio Palancia liegt bei 7,2 m. Das ergibt mit den Datierungen Lab.-ID: KIA 37438, KIA 36535 und KIA 37439 (Tab. 2) eine Einschneidungsrate von 3,6–5,7 $m \cdot ka^{-1}$ bzw. 5,6–8 $m \cdot ka^{-1}$ bis zur Basis der heutigen Gerinnebettablagerungen mit einer mittleren vertikalen Distanz von 11 m.

Basierend auf folgenden zwei Überlegungen wurden die Einschneidungsraten auch auf Grundlage der Datierungen aus den jeweiligen Alloformationen ohne Berücksichtigung ihres Fundortes berechnet. Erstens hatten sich die Alloformationen auf Einzugsgebietsebene in ihrer vertikalen Lage aufeinander eingestellt. Zweitens besteht ein Hinweis auf Koexistenz der **H2u**-Sedimente, sowohl im Rio Seco als auch im Rio Palancia, welcher aus den Datierungen der Alloformation und aus den *slackwater deposits* (Lab.-ID: MR 0768 und MR07769, Tab. 3) zu ziehen ist (siehe Kap. 4.2.14). Dadurch erhöht sich auch die Spannweite der Erosionsraten (siehe Tab. 11).

Tab. 11: Aufstellung der durchschnittlichen vertikalen Distanz (ΔHD) zwischen den Erosionsdiskordanzen für die Talabschnitte mit den **H1u**- bzw. **H2u**-Vorkommen im Rio Seco und im Rio Palancia sowie die daraus errechneten durchschnittlichen Erosionsraten (Er). Die Berechnungsgrundlage basiert auf den Datierungen der dazugehörigen Alloformationen.

	H1u/H2u		H2u/H3-Terrassen		H2u/H3-Gerinnebett	
	$\emptyset \Delta HD$ [m]	Er [$m \cdot ka^{-1}$]	$\emptyset \Delta HD$ [m]	Er [$m \cdot ka^{-1}$]	$\emptyset \Delta HD$ [m]	Er [$m \cdot ka^{-1}$]
Rio Palancia	14,8	3,1–3,7	7,2	3,6–10,6	11,00	5,1–8,0
Rio Seco	6,0	1,2–1,5	4,1	2,1–6,0	6,3	2,9–4,6

6.2.4 Flussbettverengung

Das Flussbett des Rio Palancia und die Flussbetten seiner Nebenflüsse haben sich nicht nur stark in die pleistozänen Sedimente eingeschnitten, sie haben auch signifikant an lateraler Ausdehnung eingebüßt. So hatte das Flussbett des Rio Palancia im Zeitraum der **H1u**-Ablagerungen noch eine mittlere Breite von 415 m. Die mittlere Breite des Flussbettes, das mit den **H2u**-Ablagerungen korrespondierte, betrug 297 m. Zu jener Zeit, als die *cut-and-fill*-**H3**-Terrassen noch aktiv waren, betrug die Breite nur noch 193 m und schrumpfte weiter auf das heutige Maß von 74 m. Auch in seinen tributären Flüssen hat diese Flussbettverengung stattgefunden (Tab. 12). Bezogen auf das gesamte Einzugsgebiet hatte der Fluss, der den **H1u**-Ablagerungen zugeordnet werden kann, noch eine mittlere Breite von 334 m und verengte sich dann über die **H2u**-Ablagerungen mit einer mittleren Breite von 225 m und den **H3**-Ablagerungen mit 140 m zu seiner heutigen mittleren Breite von 56 m (Abb. 29). Dies bedeutet, dass sich in den Flussabschnitten der noch vorhandenen **H1u**-Ablagerungen im Einzugsgebiet die heutige Flussbettbreite um fast das 6-fache verkleinert hat, seit die **H1u** zur Ablagerung kamen.

Tab. 12: Aufstellung der Paläoflussbettbreiten und der heutigen Gerinnebettbreiten in Metern für das gesamte Einzugsgebiet sowie für den Rio Palancia und seine Nebenflüsse.

	H1u	H2u	H3	aktives Flussbett
	∅ Paläoflussbettbreite [m]	∅ Paläoflussbettbreite [m]	∅ Paläoflussbettbreite [m]	∅ Flussbettbreite[m]
Einzugsgebiet	333,96	224,63	139,83	56,42
Rio Palancia	415,22	297,32	192,96	74,48
Rambla de Algimia (Almonacid)	193,68	168,14	128,17	44,18
Rambla de Almedijar (Almedijar)	141,39	81,71	73,85	38,04
Rambla de Azuebar (Azuebar)	199,87	109,68	89,78	51,36
Barranco del Cascajar (Caudiel)	266,90	110,48	53,72	15,87
Rambla de Gaibiel (Gaibiel)	88,01	47,01	46,46	15,76
Rio Seco (Altura)	328,66	106,21	68,66	31,56
Barranco de Valdeavellanos (Castellnovo)	116,56	75,96	74,08	7,75

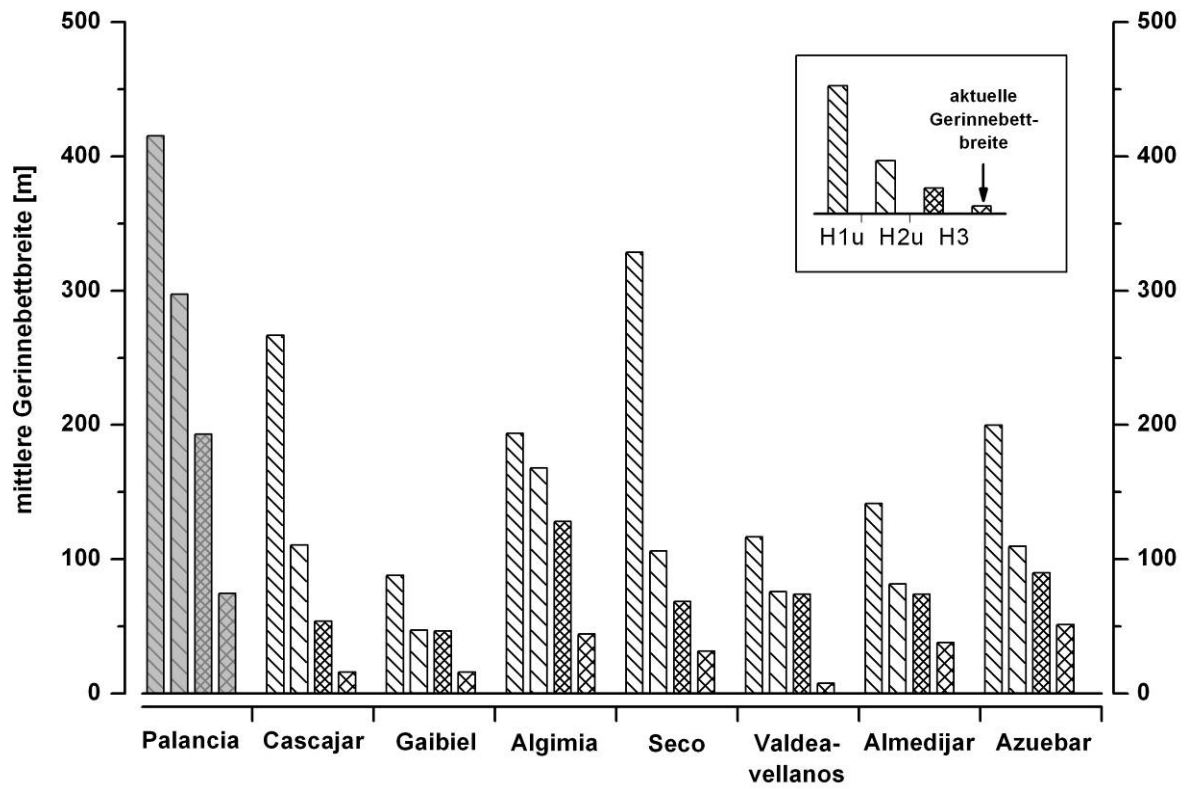


Abb. 29: Säulendiagramm der mittleren Paläogerinnebettbreite der holozänen allostratigraphischen Einheiten bzw. der mittleren aktuellen Gerinnebettbreiten für den Rio Palancia und ausgewählte Teileinzugsgebiete.

7 Diskussion

Der allostratigraphische Ansatz ermöglicht es, in einem Arbeitsgebiet von knapp 1000 km² fluviale **BK** zu identifizieren, welche auf einer längeren zeitlichen Skala Entwicklungen repräsentieren, die durch ihre Verbreitung und ihren dazugehörigen geomorphologischen Formenschatz abgeleitet werden können. Darüber hinaus ermöglicht es dieser Ansatz, Grenzflächen zu identifizieren, die für eine geometrische Modellierung dieser **BK** unabdingbar sind.

Auf den Hängen wurden keine ausgeprägten Bodenprofile gefunden. Zudem liegen für den Rio Palancia und seine Nachbareinzugsgebiete keine wissenschaftlichen Untersuchungen vor, welche die Denudation auf den Hängen quantifizieren. Da keine datierbaren Bodenhorizonte gefunden wurden, ist es nicht möglich, zeitliche Veränderungen der Regolith- bzw. Bodenmächtigkeiten zu bestimmen. Der Sedimentbudgetansatz in dieser Arbeit muss daher ein nach oben offenes System betrachten, für das kein grundlegendes Eingangskontrollvolumen bestimmt werden kann. Die Kalkulation der Speicherung und des Austrags der mächtigen pleistozänen Talverfüllungen sowie die Volumenabschätzung des holozänen Deltas dienen in dieser Arbeit als Referenzwerte für die Änderung im Sedimentfluss im Rio Palancia-Einzugsgebiet. Es soll daher der Hauptfokus auf den holozänen Sedimentfluss gelegt werden, da das Volumen des pleistozänen Deltas im Rahmen dieser Arbeit nicht ermittelt wurde. In diesem Kapitel werden neben den Bedeutungen der **BK** für den Sedimenthaushalt im Einzugsgebiet auch die Ergebnisse zur Allostratigraphie und Chronostratigraphie sowie die Ergebnisse aus den Laboranalysen im Gesamtkontext diskutiert.

7.1 Sedimentspeicherung auf den Hanglagen und ihre Konnektivität zum aktiven Gerinnebett

Auf Einzugsgebietsebene ist es wahrscheinlich, dass die Hanglagen sowohl räumlich als auch zeitlich betrachtet eine sehr große Zulieferungskomponente zu den fluvialen **BK** repräsentieren. Prinzipiell erfolgt sowohl eine direkte wie auch indirekte Sedimentlieferung von den Hängen zu jeder einzelnen fluvialen Budgetkomponente. Im Einzugsgebiet ist zwischen der Sedimentspeicherung auf den Hanglagen in Flächen mit einer mehr oder

weniger dünnen Schuttdecke und Flächen, auf denen Kulturterrassen angelegt wurden, zu differenzieren.

Auf den landwirtschaftlich ungenutzten Hängen liegt nur geringmächtiges, zum Teil häufig umgelagertes Bodenmaterial. Dies lässt sich unter anderem auf die aus dem gegenwärtigen Klima resultierenden, moderaten Verwitterungsraten und die geringe Biomasseproduktion zurückführen. Diese Situation wird in vielen mediterranen Gebieten beobachtet (z.B. Butzer, 2005; Wainwright, 2009). Überwiegend ungestörte Schuttakkumulationen befinden sich im Untersuchungsgebiet nur in den recht steilen, von Muschelkalken, Bundsandstein und Jurakalken dominierten Kerbtälern. Ob der Zustand einer geringmächtigen Substratdecke über einen längeren Zeitraum während des Holozäns vorherrschte oder ob die geringe Mächtigkeit auf diesen Flächen auf einen verstärkten Abtrag, ausgelöst durch anthropogene Einflüsse, zurückzuführen ist, bedarf noch einer Klärung.

Mit der Entwicklung der antiken Zivilisationen beschleunigte sich das Tempo der Waldrodung im mediterranen Raum vor allem in der Nähe von Siedlungen (McNeill, 1992), und damit vergrößerte sich der anthropogen beeinflusste Flächenanteil. Für die letzten 3000 Jahre modellierten Kaplan et al. (2009), basierend auf Daten zur Bevölkerungsdichte, die Entwaldung in Europa. Die Arbeit berücksichtigt dabei nur die Flächen, die unter dem sich wandelnden technologischen Standard für Ackerbau und Beweidung geeignet wären. Sie geht überdies bis zum Beginn unserer Zeitrechnung von einem kontinuierlichen Rückgang von 76 % auf 52 % der bewaldeten Flächen in Spanien aus. Eine darauffolgende Ausdehnung der bewaldeten Gebiete auf fast 58 % um 500 AD und einen sprunghaften Rückgang auf 38 % um 1350 AD, eine Erholung auf 45 % um 1400 AD und einem Rückgang bis 1850 AD auf 19 % konnten Kaplan et al. (2009) mit ihrer Modellierung ermitteln. Im Arbeitsgebiet weisen heute 44 % der ungenutzten Hanglagen eine Vegetationsdichte von über 65 % auf. Hierbei ist ein nicht geringer Anteil durch einen dichten Baumbestand gekennzeichnet. Diese Flächen konzentrieren sich jedoch auf Teileinzugsgebiete, die aufgrund der geologischen Situation durch steile Kerbtäler dominiert werden. Dies wurde unter anderem durch Aufforstungsmaßnahmen in jüngerer Zeit erreicht. Es ist des Weiteren anzunehmen, dass gerade die brachliegenden Terrassen ausgezeichnete Standorte für eine Wiederaufforstung darstellen. So konnten im Gelände zahlreiche brachliegende Terrassen ausgemacht werden, die unter dichtem Baumbestand lagen. Hier wird deutlich, dass mit großer Wahrscheinlichkeit

die Flächen der terrassierten Hanglagen durch die Kartierung dieser Arbeit unterschätzt wurden. Hinzu kommt die Tatsache, dass sich unter den Terrassenmauern noch Regolith mit Mächtigkeiten von im Schnitt 0,5 m bis 0,8 m befindet, wie die geoelektrischen Aufnahmen zeigen. Somit ist mit der angewandten Methode auch nur eine Minimumabschätzung der in den Terrassen gespeicherten Volumina zu leisten. Eine Berichtigung dieses Fehlerbereiches übersteigt jedoch den Umfang dieser Arbeit, wenn man den Mehrwert für das Gesamtbudget abwägt.

Es zeigt sich, dass eine Interpretation von Geodaten eine Validierung im Gelände erfordert, genauso wie eine Aussage, die alleine auf Geländeaufnahmen ohne Einbeziehen von Geodaten basiert, zu anderen Ergebnissen führen kann. So liegt der über die geomorphometrische Standortklassifikation und die darauf bezogenen Mächtigkeiten ermittelte Wert zur durchschnittlichen Auflagemächtigkeit (0,18 m) der ungenutzten Hanglagen etwas höher als die durchschnittliche Mächtigkeit aller Geländeaufnahmen (0,14 m). Legt man letztere mittlere Mächtigkeit auf die gesamte Geländeoberfläche der ungenutzten Hanglagen um, steht den aus der geomorphometrischen Modellierung ermittelten Volumen von 0,102 km³ ein etwas geringeres Volumen von 0,078 km³ gegenüber. Neben dem Einfluss anderer Faktoren (Geologie, Höhenlage usw.) ist dies, nach Meinung des Autors, trotz intensiver Geländebegehung und versuchter objektiver Standortauswahl hauptsächlich auf eine stärkere Gewichtung der Aufnahmen von Flächen mit deutlich geringeren Mächtigkeiten zurückzuführen. Diese Flächen können leichter auf den Orthophotos identifiziert werden und sind auch aufgrund des geringen Vegetationsbewuchses im Gelände leichter zugänglich, ebenso bzgl. des Wegenetzes zur Anfahrt. Die Aufnahmen erfolgten zu 46 % auf Flächen mit geringer Vegetationsbedeckung (27 % Flächenanteil der Hanglagen), zu 23 % mit mittlerer Vegetationsbedeckung (29 % Flächenanteil der Hanglagen) und zu 31 % auf Flächen mit dichtem Vegetationsbestand (44 % Flächenanteil der Hanglagen). Dies zeigt deutlich, dass trotz starker Bemühung um Objektivität reine Geländeaufnahmen mit Geodaten zu kombinieren sind, da im Gelände der Überblick über die flächenhafte Verteilung fehlt.

Das größere Speichervolumen befindet sich in den künstlich angelegten Terrassenkörpern, obwohl diese einen deutlich geringeren Flächenanteil an den Hanglagen besitzen. Dass die für die Landwirtschaft angelegten Terrassen eine starke Einflussgröße hinsichtlich der Mobilität und Konnektivität von Sedimenten darstellt, konnten Lesschen et al. (2009) mit ihrer Abfluss-

und Erosionsmodellierung in einem kleinen Einzugsgebiet in der Region von Murcia nachweisen. Der Austrag aus den terrassierten Flächen lag hier um den Faktor 9 niedriger als auf ungenutzten Hängen. Solange die Mauern instand gehalten werden, sind auch die Sedimente auf den Hängen fixiert und vor Erosion geschützt. Gullyerosion, hervorgerufen durch landwirtschaftliche Nutzung, ist in der Sierra del Espadán nur in begrenztem Umfang zu finden (Butzer, 2005). Auch im Einzugsgebiet des Rio Palancia sind nur an wenigen Standorten verfallene Trockensteinmauern zu finden, an denen die Erosion ansetzen kann (Photo 2). Die dadurch entstehenden Sedimentpfade reichen jedoch größtenteils nicht bis zu den Tiefenlinien und sind somit immer noch als vom fluvialen System abgekoppelt zu betrachten.

7.2 Pleistozäne Aggradation der P

Obwohl in dieser Arbeit der Fokus weitgehend auf den holozänen Sedimentfluss gelegt wird, zeigen nicht nur die großräumige Verteilung und die Mächtigkeit der pleistozänen Sedimente, sondern auch die Tatsache, dass alle nachfolgenden Elemente der Sedimentkaskade sich in diese eingeschaltet haben, ihre grundlegende Bedeutung als Quelle für den Gesamt-Sedimenthaushalt.

Die deutlich rötliche Matrix der fluvialen pleistozänen Sedimentablagerungen ist das markanteste Identifikationsmerkmal im Gelände. Diese Farbgebung ist auf die Umlagerung von Bodenmaterial zurückzuführen. Paläoböden, sowohl aus dem Pliozän als auch dem frühen Pleistozän, weisen im mediterranen Raum eine stärkere Rotfärbung auf (Wainwright, 2009). Die deutlich rötliche Farbgebung der Bodensubstrate aus dem frühen Pleistozän gegenüber den jüngeren Bodensubstraten werden von verschiedenen Autoren (Ortiz et al., 2002; Schulte & Julià, 2001) auf höhere Raten chemischer Verwitterung des damals vorherrschenden Klimas zurückgeführt. Mit zunehmender Eisenoxid (Fe_d)-Anreicherung erfolgt auch eine zunehmende Rotfärbung des Bt-Horizontes (Ortiz et al., 2002). Auch Torrent et al. (1980) sehen den Anteil an Fe_d als verantwortlich für die Rotfärbung in fluvialen Ablagerungen und stellten fest, dass in Spanien die Terrassensequenzen mit zunehmender relativer Höhenlage und damit zunehmendem Alter eine stärkere Rotfärbung erfahren haben. Auch in dieser Arbeit konnte in den P tendenziell ein höherer Fe_d -Gehalt festgestellt werden. So findet man im mediterranen Raum z. B. erodiertes Bodenmaterial, das von Terra Rossae aus Kalkhanglagen stammt, als

rötliche Matrix in pleistozäne fluviale Sedimente eingelagert (Macklin & Woodward, 2009). Auch García Marcos & Santos Frances (1997) konnten zeigen, dass sich die Farbe der Bodenmatrix graduell mit zunehmendem Alter einzelner Terrassenoberflächen, deren Substrat nicht nur aus kalkhaltigen Gesteinen stammt, von bräunlichen zu rötlicheren Tönen verändert. Die „rötlichen“ pleistozänen Talverfüllungen, welche von Vita-Finzi (1969) als „*older fill*“ zusammengefasst wurden, sind daher wie überall im mediterranen Raum von den jüngeren, gelbbraunen oder gräulich-braunen Sedimenten zu unterscheiden. Allerdings sind die „*older fill*“ wesentlich differenzierter zu betrachten. Denn aktuellere Untersuchungen mit Hilfe genauerer Datierungstechniken zeigen, dass es zahlreiche pleistozäne alluviale Ablagerungseinheiten in den meisten mediterranen Einzugsgebieten gibt, welche auf relativ kurze Klimaschwankungen während der letzten Eiszeit zurückzuführen sind (Macklin & Woodward, 2009).

In dieser Arbeit werden jedoch aufgrund der Datenlage und des Arbeitsfokus die pleistozänen Ablagerungseinheiten nicht weiter differenziert betrachtet und alle pleistozänen Sedimente als **P** zusammengefasst, so wie sie generalisiert in Abb. 30 A dargestellt sind.

Die genaue Alterseinschätzung dieser Sedimente bleibt aufgrund fehlender flächendeckender Datierungen und der widersprüchlichen Klassifizierung in den geologischen Karten noch recht vage. Die geologischen Karten liefern wenig verlässliche Informationen über quartäre Ablagerungen, da gleiche Ablagerungen in angrenzenden Blattschnitten in unterschiedliche Perioden/Epochen gestellt werden. Auch die in dieser Arbeit kartierte Verbreitung der **P** übersteigt bei weitem die in den geologischen Karten (IGME, 1973b, 1974, 1976a) dargestellte Fläche für das gesamte Quartär (vgl. Abb. 2 und Abb. 20). Sedimente mit vergleichbarer Stratigraphie werden für das Nachbareinzugsgebiet des Mijares in Peña et al. (2000) beschrieben. Auch Butzer & Mateu (1999) beschreiben für den Rambla Artana, ein Teileinzugsgebiet des unteren Mijares, pleistozäne Sedimente mit ähnlicher Matrix und vertikaler Lage über dem Talweg von 15 bis 20 m. Vor allem auf Basis von geomorphologischen Anzeichen ordnen Calvo-Cases (1983) und Peña et al. (2000) das Auftreten der weitverbreiteten, mächtigen Talverfüllungen den Sedimentationsperioden des Oberen Pleistozän zu, denen bedeutende tektonische Verstellungen folgten. Dies passt zu ähnlichen Erkenntnissen von Cases Sainz & Cortés (2002). Im Rio Palancia-Einzugsgebiet liegen für diese Sedimente bisher nur ein OSL-Alter mit $77,98 \pm 7,65$ ka und ein ^{14}C -Alter mit

33610±1090/-960 BP vor, welche die Alterseinschätzung beider Autoren stützen. Es ist jedoch nicht auszuschließen, dass sich vor allem in weiterer Entfernung zum Talweg Sedimente befinden, die auf ältere Sedimentation zurückgehen. Butzer & Fränzle (1959) berichten z. B. von älteren, fluvialen Prä-MIS 5-Sedimenten aus einem benachbarten Einzugsgebiet. Da die zwei Datierungen aus nahe beieinander liegenden Aufschlüssen entlang des Rio-Seco-Talweges stammen, repräsentieren sie nur eine lokale, talwegnahe Chronologie, ob nun auf Einzugsgebietsebene oder nur auf Teileinzugsgebietsebene beschränkt. Jedenfalls können die älteren aus einer basalen Lage stammenden Sedimente ungefähr dem Übergang von MIS 5 zu MIS 4 zugeordnet werden. Die jüngere *terminus post quem*-Datierung, ca. 25 m über dem heutigen Talweg entnommen, kann grob dem MIS 3 zugeordnet werden. Somit kann angenommen werden, dass die zentrale Verfüllung entlang der Talachsen durch eine Serie von Hochwasserereignissen während des letzten glazialen Zyklus von MIS 4 zu MIS 3 zur Ablagerung kam. In zahlreichen mediterranen Einzugsgebieten sind starke fluviale Aggradationen zwischen MIS 4 und MIS 2 nachgewiesen worden (Macklin et al., 2002; Macklin & Woodward, 2009). Auf regionaler Skala kann die spätpleistozäne Talverfüllung mit Studien benachbarter Einzugsgebiete verglichen werden (Butzer, 2005; Butzer & Mateu, 1999; Martinez Gallego, 1987; Mateu Belles, 1982; Perez Cueva, 1985). Ob als mögliche Ursachen für die massive Sedimentation klimatische oder andere Faktoren eine Rolle spielen, darüber kann aufgrund der chronologischen Datenlage für das Einzugsgebiet des Rio Palancia nur spekuliert werden. So brachte der Wechsel zwischen Stadial und Interstadial während MIS 4 und MIS 2 starke Kontraste in Bezug auf Temperatur und Niederschlag hervor (Allen & Huntley, 2000; Burjachs & Allue, 2003; Hodge et al., 2008) und führte damit zu wechselnder Vegetationsbedeckung. Ferner kam es während der interglazialen Periode des MIS 3 im mediterranen Raum immer wieder zu einem Wechsel zwischen offener Steppen- und offener Waldvegetation (Allen & Huntley, 2000).

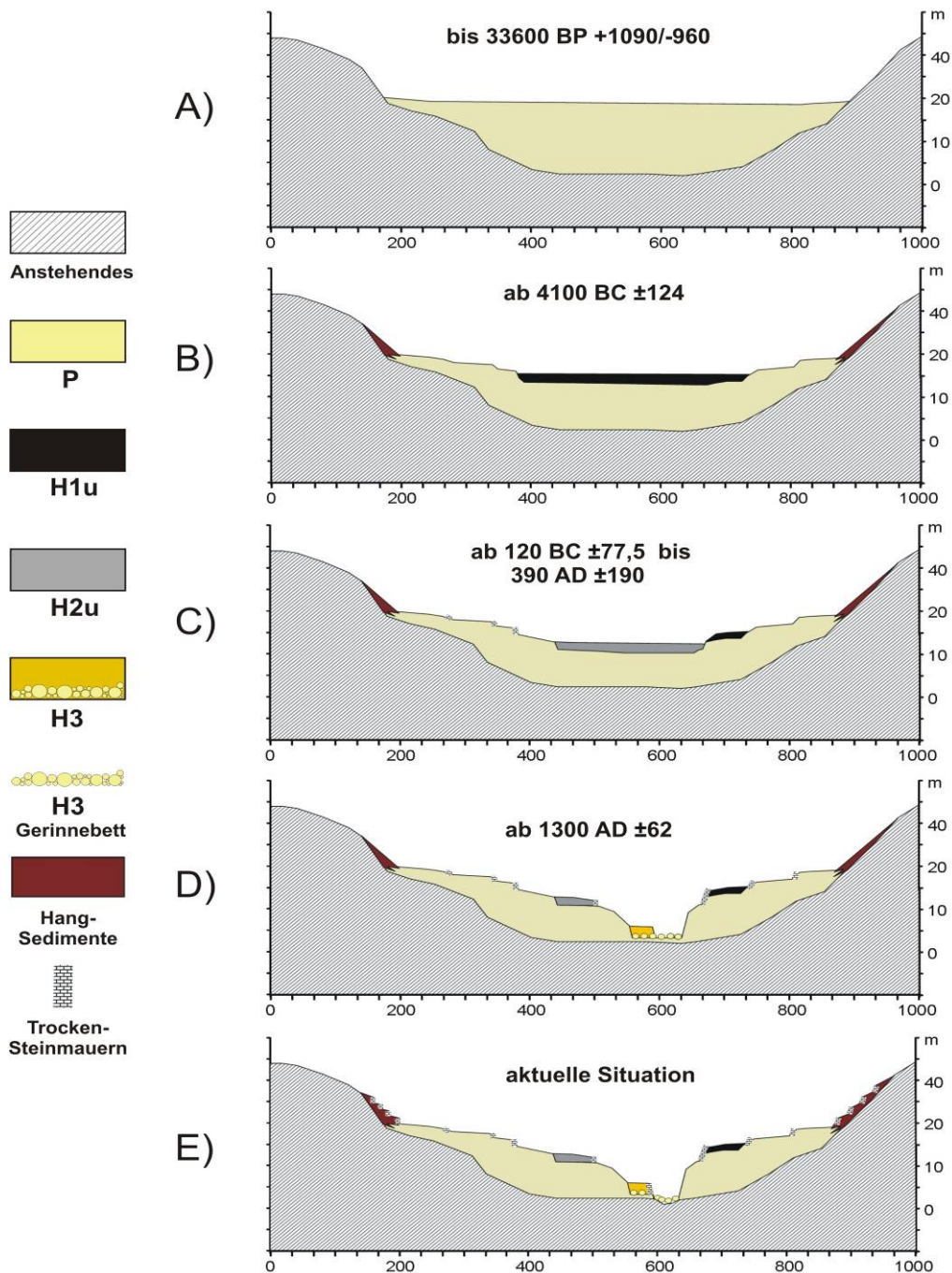


Abb. 30: Schematische Darstellung der Talentwicklung des Rio Palancia. Die Zeitangaben sind gemittelte Werte, die sich aus der Spannweite der Altersmodellierung ergeben, und sind an ihrer Zehnerstelle gerundet. A) Stark generalisierte Darstellung der pleistozänen Talverfüllung als Ausgangssituation der nachfolgenden Degradierungsphase ab dem Oberen Pleistozän. B) Frühes holozänes Stadium der Degradation mit aktivem **H1u**-Flussbett und in den pleistozänen Sedimenten angelegten *fillstrath terraces*. C) Fortgeschrittenes holozänes Stadium der Degradation mit aktivem **H2u**-Flussbett. In den **P**- und **H1u**-Sedimenten sind *fillstrath terraces* angelegt. D) Situation nach der Ausräumung der **H2u**-Sedimente, als sich das Gerinnebett einzuschneiden beginnt. Die tiefer gelegten Auenbereiche bieten noch genügend Raum für die Ablagerung von alluvialen **H3**-Terrassen. E) Aktuelle Situation im Rio Palancia-Einzugsgebiet. Das Flussbett hat sich über große Bereiche bis in das anstehende mesozoische Sedimentgestein eingeschritten. Auch die **H3**-Terrassen werden nun landwirtschaftlich genutzt.

7.3 Langzeitliche fluviale Degradation

Die Morphologie der heutigen Oberfläche im Rio Palancia-Einzugsgebiet wird durch die aus den **P** herauspräparierten, weit verbreiteten *fillstrath terraces* geprägt. Sie sind als Resultat einer enormen Degradation der Landschaft zu sehen. Das vermehrte Auftreten von verschiedenen Erosionsniveaus, selbst in größerer vertikaler Distanz über dem Talweg, wird als Anzeichen eines fortgeschrittenen Stadiums einer rückschreitenden Erosion gedeutet. Mögliche Ursachen dafür sind entweder eine postsedimentäre vertikale Verstellung durch neotektonische Aktivität am Ende des Oberen Pleistozäns oder aber die durch eine starke Aggradation hervorgerufene Anhebung der Flussbettsohle in den oberen und mittleren Talabschnitten des Rio Palancia.

Ähnliche Erkenntnisse bzgl. der Änderungen im tektonischen System im Mittleren und Oberen Pleistozän werden in Calvo-Cases (1983) und Peña et al. (2000) für Nachbareinzugsgebiete der südlichen Ausläufer der Iberischen Kette beschrieben. Neotektonische Aktivitäten sind noch im Holozän zu verzeichnen, jedoch in einem weit geringeren Ausmaß (Diaz del Rio et al., 1986).

Für eine tektonische Verstellung der **P**-Sedimente fehlen im Einzugsgebiet eindeutige Hinweise. Es konnten keine Verkipnungen und Störungen innerhalb der **P** festgestellt werden (vgl. Kap. 4.2.3). Die Datierungen aus den **P** im Teileinzugsgebiet des Rio Seco von 75971 ± 7650 BC (Lab-ID: MR0772, Tab. 3) und eine *terminus post quem*-Datierung mit $31660 \text{ BC} + 1090/-960$ (Lab-ID: KIA38999; **2 σ** , Tab. 2) deuten auf eine Sedimentation im Oberen Pleistozän (MIS 4–3) hin und beschränken damit eine mögliche postsedimentäre Verstellung auf einen recht kurzen Zeitraum. Es finden sich jedoch immer wieder Flussabschnitte mit schluchtenähnlichen Engstellen, die ausgedehnten Flächen mit pleistozänen fluvialen Sedimenten vorgeschaltet sind. Diese sind vor allem in jurassischen Kalken angelegt, durch die der Rio Palancia die gehobenen Bruchschollen passiert, wie z.B. bei Jérica, oberhalb von Navajas, oberhalb von Soneja und zwischen Sot de Ferrer und Algar de Palancia. Dies deutet jedoch eher auf eine präsedimentäre neotektonische Modifikation des Reliefs hin. Die vorangegangenen tektonischen Aktivitäten und das daraus resultierende Relief beeinflussten somit indirekt die vertikale Anhebung der Flussbettsole. Durch Tektonik geschaffene Sedimentationsräume, welche sich in den breiteren Talbereichen manifestierten, in Kombination mit daran anschließenden engen Passagen, die dort den

Sedimentdurchfluss stark hemmen, schafften somit die Rahmenbedingungen für diese mächtige Sedimentation.

Über die oben genannten Ursachen wie auch weitere z. B. klimainduzierte Ursachen als Auslöser einer starken Aggradation kann in dieser Arbeit jedoch nur spekuliert werden, denn es fehlen eindeutige chronologische Beweise. Die Kombination aus verstärkter Erosion und der Reliefsituation förderten jedoch die Aggradation und damit die Grundvoraussetzung für die nachfolgende Degradation.

Die geomorphologische Ausgestaltung eines sich anschließend eingrabenden Gerinnegürtels, einhergehend mit der Entwicklung von *fillstrath terraces* auf angrenzenden ehemaligen Terrassenniveaus kann als Resultat dieser vorangegangenen Prozesse gesehen werden (Abb. 30 B und C). Die Absenkung des Meeresspiegels im „*Last Glacial Maximum*“ (LGM) verlängerte bei einer Schelfbreite von 47 km (Diaz del Rio et al., 1986) eher den unteren Flusslauf, als dass er sich auf das obere Einzugsgebiet auswirkte. So konnte im Einzugsgebiet des Rio Palancia nur ca. 10 km flussaufwärts von Sagunto eine Überschneidung der Erosionsdiskordanzen der **H1u** und **H2u** (siehe Kap. 6.2.2), und damit ein Einfluss des Meeresspiegels nachgewiesen werden. Auch Larue (2009) konnte für den Orb, der in den Golf von Lyon (Frankreich) mit einem ähnlich dimensionierten Schelfbereich mündet, keine Anzeichen für Einschneidungen flussaufwärts von Béziers, wenige Kilometer landeinwärts, finden, die auf einen Meeresspiegeltiefstand, hervorgerufen durch pleistozäne eustatische, Variationen zurückzuführen sind. So ist die Entwicklung von *fillstrath terraces* eher auf den Ausgleich einer im Pleistozän beschleunigten vertikalen Anhebung der Flussbettsohle und damit eines steiler werdenden Gradienten auf Einzugsgebietsebene zurückzuführen.

Verschiedene, die *fillstrath terraces* begrenzende, lange, gewundene Erosionskanten deuten darüber hinaus auf eine fluviale Degradation hin. Diese war wahrscheinlich an einen breiten, verzweigten Flusslauf gekoppelt, der sich, gesteuert durch einen torrentiellen Sediment- und Wasserdurchfluss, immer tiefer in die pleistozänen Sedimente einschaltete.

Im Gelände wurden keine Sedimente identifiziert, die dem Zeitraum der pleistozänen Degradation zugeordnet werden konnten. Obwohl die fluviale Tieferlegung des Flussbettes höchst wahrscheinlich schon im Pleistozän aktiviert wurde (siehe Kap. 7.5), dauerte sie für den größten Teil des Holozäns noch an. So repräsentieren die Ablagerungen der **H2u** die letzte

Phase der beschriebenen Degradationsperiode. Verbindet man die **H1u**- und die **H2u**-Ablagerungen miteinander, dann geben verschiedene Knickpunkte am stromabwärtigen Ende von Talweitungen, die im Tallängsverlauf angedeutet sind, weitere Hinweise auf eine vorangegangene starke Aggradation in diesen Sedimentationsbereichen (vgl. Abb. 28, z. B. bei Algar de Palancia, bei Geldo und Navajas). Diese Sedimente wurden anschließend durch rückschreitende Erosion degradiert. Somit ist die in Abb. 30 (B und C) dargestellte Situation über das gesamte Einzugsgebiet als nicht synchron und im Sinne des *complex response*-Konzepts von Schumm (1973, 1979) zu betrachten. Die Sedimente der **H1u** und **H2u** sind in die darunterliegenden pleistozänen Sedimente eingeschaltet und an mehreren Standorten markieren die Erosionskanten, die aus den **P** herauspräpariert wurden, mehr oder weniger den äußeren Rand der **H1u**- und **H2u**-Ablagerungen. Gegenüberliegende Erosionskanten auf relativ gleichem Niveau können einen Abstand von mehreren hundert Metern haben und deuten mit den *fillstrath terraces*-Oberflächen der **H1u**- und **H2u**-Sedimente die ehemalige Flussbettbreite an.

Interne meso-skalige Erosionsdiskordanzen fehlen in den Sedimentationssequenzen der **H1u** und **H2u**. Dies deutet auf einen *flush-and-refill*-Prozess hin, wie er für ephemere Systeme, gesteuert durch Niederschläge mit hoher Intensität, häufig beschrieben wird (Graf, 1988). Hierbei erfolgt bei den Durchflussspitzen eine Ausspülung der Sedimente, gefolgt von einer raschen Aggradation bei nachlassendem Durchfluss. Dies ist wahrscheinlich das Resultat episodischer oder periodischer torrentieller Ereignisse. Kurzzeitige Aggradationsphasen werden von einer langfristigen Tendenz der Eingrabung des Flussbettes überlagert, was ein flussbettweites Eingraben zur Folge hat. Verglichen mit der reinen Aggradationsphase im Oberen Pleistozän (MIS 4–3) muss der Eingrabungstendenz ein deutlich höheres, langfristig wirksames Durchfluss/Sediment-Verhältnis zugrunde liegen.

Die Farbgebung der feineren Sedimente innerhalb der Matrix, hervorgerufen durch einen höheren C_{org} -Gehalt aller holozänen Alloformationen, weist auf eine starke Materialzulieferung von den Hängen hin. Dieses farbliche Unterscheidungsmerkmal der **H1u**, vor allem aber der **H2u** sowie ihre Lage nahe dem heutigen Flussbett in Verbindung mit den eindeutigen Erosionsdiskordanzen deuten trotz ihrer vergleichbaren Ablagerungsbedingungen auf eine holozäne Entstehungsgeschichte hin. Die Tatsache, dass sowohl die Farbgebung in der Matrix der älteren **H1u** streut als auch der C_{org} -Gehalt mit dem der **P** vergleichbar ist, wird

vor allem durch eine gegenüber den **H2u** verstärkte Aufarbeitung und Einarbeitung der pleistozänen Sedimente (**P**) in ihre Matrix gedeutet. Darauf weist die Ton- bzw. Mineralzusammensetzung hin, die sich in **P**, **H1u** und **H2u** nicht eindeutig unterscheiden lässt.

Für die **H1u**-Ablagerungen liegt bis jetzt nur eine *terminus post quem*-Datierung mit einer Spannweite von 4228–3979 cal BC (σ_2) vor, jedoch kann für die **H2u**-Ablagerungen eine Zeitspanne von 194 cal BC bis 210 cal AD (drei ^{14}C -Datierung; Lab-ID: KIA36536, KIA37436, KIA37441, Tab. 2) bzw. ein OSL-Alter von $1,62 \pm 0,19$ ka (Lab-ID: MR0771, Tab. 3) angegeben werden. Auch die Datierungen der holozänen *slackwater deposits*, die sich auf das Niveau der **H2u**-Oberfläche eingestellt hatten, korrelieren chronologisch (Abb. 14, Tab. 3).

Obwohl die Zeiteinschätzung von fluvialen Ablagerungen über die Radiokohlenstoff-Datierung problematisch ist, da das organische Material wesentlich älter als die Sedimentation sein kann, liefert zumindest die OSL-Datierung einen Hinweis darauf, dass ein breites, verzweigtes *braided river* System, unterhalten von einem torrentiellen Regime, noch bis mindestens 389 ± 190 AD existiert hat. Das bedeutet, dass auf Einzugsgebietsebene die Hauptsteuergröße für die langfristige Tieferlegung der breiten Flussbettsohle bis zu dieser Zeit noch immer der Ausgleich des erhöhten Flussgradienten war, dessen Ursache in der Anhebung der Talsohle im Pleistozän zu sehen ist. Wie der über den **H1u**-Paläotalweg, den **H2u**-Paläotalweg zum heutigen Talweg immer kleiner werdende Flussgradient zeigt, hält diese Anpassung noch bis heute an (Abb. 30). Die **H1u** und die **H2u** können, je nach Positionierung, mit den in Estrela Navarro (1986) beschriebenen T_{2-1} - und T_1 -Terrassen (Kap. 2.2) verglichen werden, die jedoch ins Obere Pleistozän gestellt werden. Auch sind die relativen Höhenlagen der **H1u** und **H2u** im Talverlauf nicht als kontinuierlich zu betrachten, sie variieren vielmehr je nach Talgeometrie und nehmen tendenziell flussaufwärts zu (Kap. 6.2.1).

Chronostratigraphisch muss auch zwischen den oberen und unteren Schichtgliedern der **H1**- und **H2**-Alloformationen unterschieden werden. Da sich die Fazies der Hochflutsedimente deutlich von der Fazies der darunterliegenden, torrentiell abgelagerten Sedimente der **P**, **H1u** und **H2u** unterscheidet, was vor allem auf unterschiedliche Ablagerungsbedingungen zurückzuführen ist, müssen sie zu einer Zeit abgelagert worden sein, als die darunterliegenden Sedimente nicht mehr im aktiven Gerinnebett positioniert waren. Auch die Tatsache, dass die

Hochflutsedimente auf den Erosionsoberflächen der **P** und z.T. auf den **H1u** und **H2u** zu finden sind, weist darauf hin, dass diese jünger sein müssen und somit als Auensedimente nachfolgender aktiver Gerinnebetten anzusehen sind. Ob die Ablagerungen auf den **P**- und **H1u-fillstrath terraces** entweder der **H2u**-Hochflutaktivität und später der **H3**-Hochflutaktivität, die dann auch die **H2u-fillstrath terraces**-Oberfläche mit feineren Sedimenten belieferte, zugeordnet werden kann oder ob die *fillstrath terraces*-Oberflächen der **P**, **H1** und **H2** ausschließlich zur Zeit der **H3**-Hochflutaktivität aufgrund von extremen Flutereignissen überlagert wurden, kann mit der aktuellen Chronostratigraphie nicht zufriedenstellend beantwortet werden.

Mit der in dieser Arbeit erstellten Chronostratigraphie lässt sich nur über den Anteil der klimatischen und allen indirekt daraus resultierenden Einflüsse spekulieren, vor allem im Bezug auf die Erhöhung des Durchfluss/Sediment-Quotienten. Jedoch muss der klimatische Übergang ab dem Mittleren Holozän zum mediterranen Klimatyp (Carrión et al., 2010; Carrión et al., 2007; Jalut et al., 2000; Jalut et al., 2009), mit wärmeren und trockneren Standortbedingungen und starken konvektiven Niederschlägen, einen nicht zu vernachlässigenden Anteil an der holozänen Steuerung der Durchflüsse und Sedimentflüsse gehabt haben.

7.4 Wechsel zum anthropogen gesteuerten Sedimentfluss

Die **H1u**-Ablagerungen sind im Einzugsgebiet noch weiter verbreitet als die **H2u**-Ablagerungen. So findet man die **H2u**-Ablagerungen nur an 32 Standorten als Relikte, während die **H1u** noch an 75 Standorten und in weit größerer Ausdehnung und höheren Volumen vorhanden sind. Anders als während der oben beschriebenen vorausgegangenen Phasen der fluvialen Degradierung kam es zu einer fast gänzlichen Aufzehrung der **H2u**. Dies ist höchstwahrscheinlich der Tatsache geschuldet, dass sich das Flussbett sukzessive tiefer legte und, auf seine Breite bezogen, deutlich reduzierte. Dieser Übergang vollzog sich nicht schlagartig. Mit großer Wahrscheinlichkeit hielt bei einem niedrigeren Durchfluss/Sediment-Quotienten zuerst die laterale Erosion mit der Einschneidung Schritt, bevor die Tiefenerosion signifikant zunahm. Auch die Tatsache, dass die mittlere relative Höhenlage der Paläooberfläche im Einzugsgebiet niedriger liegt als die Höhenlagen der Sedimente im Einzugsgebiet selber, geht vor allem darauf zurück, dass sich die Ablagerungen der **H1u** bzw.

H2u vor allem an solchen Standorten erhalten konnten, an denen die laterale Erosion, bedingt durch ein schnelleres Einschneiden des Gerinnes, diese Position nicht mehr erreichen konnte. Daraus resultiert im Schnitt eine größere Höhendifferenz zum Talweg als bei den modellierten Paläooberflächen (Kap. 6.2.1). Diese Einschneidung und Verengung des ehemaligen Flusslaufes ist auch in den Nebeneinzugsgebieten des Rio Palancia zu beobachten (Abb. 29). Schon Ewald (1911) berichtet im Raum Valencia von steilen, in Sedimentablagerungen eingeschnittenen Schluchten. So stellen die Relikte der **H2u** wahrscheinlich das letzte Stadium einer Degradation durch ein breites *braided river*-Flusssystem dar, bevor ein deutlicher Wechsel im hydrologischen System stattfand. Dieses darauffolgende Stadium der Einschneidung kann in Verbindung mit der Ablagerung von *cut-and-fill*-Terrassen (**H3**), deren unsortierte bis schlecht sortierte Basis auf starke, turbulente Flutereignisse während anfänglicher Hochwasserspitzen hinweist, gebracht werden. Die ältesten Datierungen, die den Sedimenten der allostratigraphischen Einheit **H3** zugeordnet werden können, sind zwei Datierungen (Lab-ID: KIA36534 und KIA36535, Tab. 2) aus einer Rinnenverfüllung, welche die Oberfläche der alluvialen **H3**-Terrassen quert. Da beide sich in einer chronologisch inversen Lage befanden, kann nur die jüngste als *terminus ante quem*-Datierung für die **H3**-Terrassensedimentation herangezogen werden. Mit weiteren *terminus post quem*-Datierungen aus einer verfüllten Rinne mit **H3**-Sedimenten und *terminus post quem*-Datierungen aus Ablagerungen aus **H3**-Terrassen ergeben sich Radiokohlenstoffalter, die vom Mittelalter bis ins 20. Jahrhundert reichen. Im ungünstigsten Fall können die ¹⁴C-Alter nicht direkt der Ablagerung der **H3** vor Ort zugeordnet werden. Bestenfalls kann aber davon ausgegangen werden, dass schon ab dem Mittelalter veränderte Sedimentationsbedingungen vorherrschten.

Auf diese Weise könnte man über den Zeitraum der Post-**H2**-Einschneidung und der Ablagerungen der **H3**-Terrassen spekulieren (siehe Abb. 30 D).

Was war die Ursache dieser Änderung, die zum fluvialen Wechsel, zur ausgeprägten Taleinschneidung und zur Verkleinerung der Gerinnebettbreite geführt hat? Als erstes kann die Sedimentation von unsortierten, grobklastischen **H3**-Ablagerungen eher als eine Verschiebung von einem periodischen, hin zu einem episodischen Durchflussregime gedeutet werden, und nicht als eine Zunahme des jährlichen Durchflusses. Zweitens könnte die Ursache der verstärkten fluvialen Einschneidung entweder in einer beschleunigten Hebungsrate, die

eine Versteilung des Flussgradienten bewirkt, liegen oder aber in einer Änderung im paläohydrologischen Gleichgewicht zwischen Durchfluss und Sedimentlieferung.

Um über die Ursachen der Änderungen im Sedimenthaushalt spekulieren zu können, werden im Folgenden die Erkenntnisse dieser und anderer Arbeiten hinsichtlich der Steuergrößen wie Neotektonik, Klima, Wasser und Sedimentlieferung diskutiert.

Sollte die Tektonik um die ersten Jahrhunderte AD als Ursache eine Rolle gespielt haben, könnte man erwarten, dass die langfristige Einschneidungsrate geringer ist oder sich zumindest auf gleichem Niveau mit der Hebungsrate befindet. Silva et al. (2003) bemisst die mittlere holozäne Hebungsrate auf Basis von morphometrischen Analysen für die Sierra de Calderona, welche die SW-Wasserscheide des Rio Palancia bildet, auf $<0.03 \text{ m}\cdot\text{ka}^{-1}$. Die Einschneidungsrate von der Basis der **H2u**-Ablagerungen bis zur Basis der Gerinnebettablagerungen (**H3**) liegt aber zwischen $3 \text{ m}\cdot\text{ka}^{-1}$ und $8 \text{ m}\cdot\text{ka}^{-1}$ (siehe Kap. 6.2.3) und damit um mindestens zwei Zehnerpotenzen höher als die holozäne tektonische Hebungsrate. Die Höhe der Einschneidungsrate überrascht jedoch nicht, da Peña et al. (2000) auch eine minimale Einschneidungsrate von $7 \text{ m}\cdot\text{ka}^{-1}$ für das jüngere Holozän aus dem Mijares-Einzugsgebiet, das sich im NE an das Arbeitsgebiet anschließt, herleitet.

Daraus wird gefolgert, dass der Übergang von vorherrschender Degradation zu einschneidender Erosion wahrscheinlich in einem Wechsel des Gleichgewichts von Durchfluss und Sedimentlieferung zu suchen ist, insbesondere da eine Verringerung der Sedimentzufuhr bei gleichbleibenden oder zeitweise ansteigenden Durchflusswerten zu einer beschleunigten fluvialen Einschneidung führen würde.

In der Literatur ist kein Hinweis auf einen markanten Klimawechsel während des ersten Jahrhunderts AD dokumentiert, durch den sich für die Region ein rein klimagesteuerter Wandel im Durchfluss/Sediment-Gleichgewicht erklären ließe (Allen et al., 1996; Burjachs & Allue, 2003). Auch Faust (1997) hält im mediterranen Raum das Holozän „rein klimatisch“ für eine morphodynamisch stabile Phase. Eine Häufung von extremen Hochflutereignissen, wie sie für die Region zwischen 1040 cal AD und 1450 cal AD erwähnt werden (Dupré, 1995; Dupré et al., 1988; Fumanal & Dupré, 1983) und zwischen 1300 cal AD und 1750 cal AD in die Kleine Eiszeit fallen (Butzer, 1980, 2005), mag diese Einschneidungstendenz verstärkt haben. Auch die oberen allostratigraphischen Schichtglieder der **H1** und **H2** sind

morphologische Hinweise auf solche Ereignisse. Somit hatten klimainduzierte Ereignisse in jedem Fall ihren Anteil an den Auswirkungen für diesen sedimentologischen Wechsel. Sie sind jedoch nicht als grundlegende Ursache zu betrachten.

Stattdessen ist als wahrscheinliche Ursache die großräumige Abkoppelung der aktiven Fließpfade von der Sedimentzufuhr zu sehen. Auf zeitlicher Skala ist die Periode des fluvialen Wechsels koinzident mit einer mehr und mehr stromaufwärts schreitenden Ausdehnung der Nutzung des Talbodens zur Zeit des Römischen Reichs (Butzer & Mateu, 1999). Für das untere Einzugsgebiet zwischen Sot de Ferrer und Sagunto belegen antike Bewässerungssysteme aus dem dritten Jahrhundert BC (Butzer et al., 1985) die ersten Anzeichen eines direkten anthropogenen Eingriffes in den Wasserhaushalt. Laut Butzer et al. (1985) begann die Ausdehnung der intensiven Bewässerungswirtschaft auf die Hanglagen nach der arabischen Eroberung (nach 714 AD, im Raum Valencia). Die flussnahe Lage der **H2**-Sedimente und später der **H3**-Terrassenoberflächen lieferte die günstigsten edaphischen Bedingungen für lokalen Ackerbau und intensive landwirtschaftliche Nutzung in der Gebirgslandschaft des Rio Palancia-Einzugsgebietes. Um die Nutzflächen vor Rinnenerosion oder vor dem Zusammenbruch der Terrassen zu schützen, wurden die Terrassenkanten mit Trockensteinmauern befestigt. Die Konsequenz, die aus den ziemlich großräumig verbreiteten Konstruktionen der Trockensteinmauern nahe an der aktiven Talsohle resultierte, war die Entkopplung der **P**-, **H1**- und **H2**-Sedimentspeicher vom aktiven Sedimentfluss des Gerinnebettes. Die Einschneidung schuf Raum für die Ablagerung alluvialer **H3**-Terrassen.

Diese neu entstandenen Terrassen wurden mit hoher Wahrscheinlichkeit aufgrund ihrer günstigen Standortbedingungen recht zeitnah in die landwirtschaftliche Nutzung einbezogen. Daraus resultiert, dass die Oberflächenform der alluvialen **H3**-Terrassen, anders als die Oberflächengestaltung der **P**, **H1** und **H2**, noch weitgehend intakt ist und mit ihrer ursprünglichen Ablagerungsform übereinstimmt. Es wird angenommen, dass diese alluvialen Ablagerungen auf episodische oder eine Serie von periodischen Flutereignissen zurückzuführen sind. Sie werden in dieser Arbeit als *cut-and-fill*-Terrassen angesprochen, deren Ablagerung zueinander nicht zwangsläufig eine koinzidente Chronostratigraphie verfolgt. Die bei den periodischen oder episodischen Niederschlagsereignissen auftretenden hohen Durchflussmagnituden, einhergehend mit turbulentem Sedimenttransport, sind gefolgt von abnehmenden Durchflussmengen, die zu sukzessiv feiner werdenden

Ablagerungssequenzen führen. Diese feineren Sedimente kommen jedoch nur im lateralen Auenbereich zur Ablagerung, da selbst bei abnehmender Durchflussmenge das aktive Gerinnebett noch freigespült werden kann. Auch hier weist die vorherrschende bräunlich-graue Farbgebung in der Matrix der **H3** auf eine starke Zulieferung aus den anthropogen ungenutzten Hanglagen hin, wahrscheinlich aufgrund des immer weniger verfügbaren Materials aus den pleistozänen und holozänen Talverfüllungen sowie aus den terrassierten Hängen. Die **H3** stehen für einen sedimentologischen Wechsel im System, der mit einer grundlegenden Änderung der Flussbettmorphologie einhergeht. Der nun um 100 m engere Ablagerungsbereich der **H3**-Ablagerungen gegenüber dem **H2**-Paläoflussbett ist im gesamten Einzugsgebiet im Schnitt um 3 m tiefer in schluchtähnlichen Flussabschnitten positioniert als die **H2**-Ablagerungen. Die **H3**-Terrassen können mit den von Perez Cueva (1988) und Estrela Navarro (1986) beschriebenen T_0 - und T_h -Terrassen gleichgesetzt werden. Geomorphologisch betrachtet, können die **H3**-Terrassen als die Niederterrassen des Rio Palancia-Einzugsgebietes gesehen werden.

Das aktuelle Gerinnebett steht für das letzte Stadium der Einschneidung, welche auf 72 % der Gerinnebettfläche bis in das mesozoische Gestein geht. Das eingeschnittene Gerinne selber wird bedeckt von geringmächtigen Ablagerungen, bestehend aus relativ unsortierten Sanden, Grobkiesen und Blöcken. Dies gilt heute für alle Bereiche des aktiven Gewässernetzes. Ausgenommen sind enge Passagen, an denen das Anstehende zu Tage tritt und keine **H3**-vorhanden sind, wie es auf 3,4 % der aktiven Gerinnebettfläche der Fall ist. Da die Untergrenze der **P** zum mesozoischen Sedimentgestein sehr oft mit dem heutigen Talweg übereinstimmt, ist es wahrscheinlich, dass die vorangegangene Degradation und die darauffolgende Tiefenerosion den Prä-**P**-Talweg exhumierte.

Im aktiven Gerinnebett fehlen weitgehend die feineren Korngrößen. Das Zusammenspiel zwischen engem, begrenztem Gerinnebett und episodischem, torrentiellem Durchfluss und Sedimentzulieferung verhindert eine längere Speicherung der kleineren Korngrößenfraktion. Darüber hinaus stammt das nun gelieferte Material weitgehend von den ungenutzten Hangbereichen. Maas & Macklin (2002) sehen einen direkten Zusammenhang zwischen den Korngrößen und der Zulieferung von Hanglagen. Demnach nehmen die Korngrößen im Gerinne mit zunehmender Hangzulieferung zu. Des Weiteren konzentriert sich der Hochwasserdurchfluss auf den engen, schluchtenähnlichen Talweg mit hoher Geschiebefracht

während der Hochwasserspitzen. Zwischen 1960 und 1990 gab es 26 Überschwemmungsereignisse im oberen Rio Palancia mit einer Durchflussmenge von 10–145 m³·s⁻¹ zu verzeichnen. Dass die genannten Durchflussmengen in der Einzugsgebietsgrößenkategorie des Rio Palancia Einzugsgebiet nicht die mögliche Obergrenze im mediterranen Raum darstellen, zeigen Poesen & Hooke (1997), die einen maximal möglichen Spitzendurchfluss von knapp 4000 m³·s⁻¹ am Unterlauf angeben. Das Material wird dabei weitestgehend als Bodenfracht transportiert. So liegt der Anteil der Suspensionsfracht unter 20 % (Rovira et al., 2005). Batalla & Sala (1995) konnten zeigen, dass es schon bei 4 m³·s⁻¹ Durchfluss zu Bodenfrachten von bis zu 31 % der jährlichen Gesamtbodenfracht kommen kann. Bei dem nun geringeren Breiten/Tiefen-Quotienten des benetzten Gerinnebettquerschnittes ist die Kompetenz bei vergleichbaren Spitzenabflüssen gegenüber der Kompetenz der ehemaligen breiten *braided river*-Flussbettmorphologie erhöht, was das vermehrte Aufkommen von größeren Korngrößen an der Basis der **H3**-Terrassen und im aktiven Gerinnebett in größerer Transportentfernung der ungenutzten Hanglagen erklärt. Aber auch die Tatsache, dass unsortierte Sedimente im Gerinnebett zur Ablagerung kommen, wird durch diese Situation begünstigt.

Wie oben erwähnt, weisen die Datierungen aus einer Rinnenverfüllung einer **H3**-Terrasse bei Teresa (siehe Kap. 4.2.14) darauf hin, dass die Einschneidungsphase möglicherweise im 13. Jahrhundert AD begann. Sie wurde verursacht durch eine sich verstärkende Sedimentzurückhaltung aufgrund fortschreitenden Terrassenfeldbaus selbst an abgelegenen Hanglagen im Laufe des Mittelalters (Butzer & Mateu, 1999). Die gegenwärtige Talsohlensituation mit künstlich begrenzten Flussufern und engem aktiven Gerinnebett im Rio Palancia-Einzugsgebiet spiegelt den Effekt einer fortgeschrittenen transversalen Abkopplung von terrassierten Hängen zum Gerinne wider (Abb. 30 E).

Ähnliches berichten Butzer und Mateu (1999) aus dem benachbarten Einzugsgebiet des Mijares, hier begann vor ungefähr 400 Jahren eine ausgeprägte Einschneidungsphase, die auf durch landwirtschaftlichen Terrassenbau verursachte Sedimentzurückhaltung zurückzuführen ist. Dies steht im Einklang mit verschiedenen Untersuchungen mediterraner Flusseinzugsgebiete, die von solchen Wechselwirkungen zwischen Landnutzungspraktiken und der Verengung und Tieferlegung von Flussbetten berichten (siehe Hooke, 2006, für einen Überblick). Auch im Raum Valencia sind Veränderungen bzgl. einer verstärkten

Einschneidung von Flussbetten dokumentiert, die auf anthropogene Aktivitäten wie Dammbau und Kiesabbau im 20. Jahrhundert zurückzuführen sind (Sala & Coelho, 1998c). So verstärkten der Bau des Staudammes im Jahre 1959, der den Embalse del Regajo oberhalb von Navajas aufstaute, und der Bau der Talsperre bei Algar de Palancia im Jahre 2001 diese Situation durch eine zusätzliche longitudinale Abkopplung des Sedimenttransfers im Rio Palancia.

Das gegenwärtige Flussbett ist ausschließlich mit geringmächtigen unsortierten Gerinnebettablagerungen bedeckt. Diese Situation ist typisch für viele heutige mediterrane Flusssysteme und spiegelt somit auf Einzugsgebietsebene das temporale Gleichgewicht zwischen Durchfluss und Sedimentlieferung wider. Wie zuvor hergeleitet, erfolgte im Untersuchungsgebiet die Zulieferung der Sedimente während der Einschneidungsphase und der Bildung der **H3**-Terrassen wahrscheinlich hauptsächlich aus den höheren und steileren Bereichen des Einzugsystems, in denen die Talverfüllungen der **P** und **H1** bzw. **H2** weniger verbreitet sind und eine direkte transversale Konnektivität von den Hängen vorherrscht. Die genaue Abgrenzung anthropogener und klimatischer Ursachen bleibt jedoch kompliziert.

Aus Sicht des Autors deutet der Trend einer verstärkenden Einschneidung auf eine bedeutende endogene Ursache am Wechsel in der Systemsteuerung hin, nämlich von einem natürlich gesteuerten Sedimentfluss zu dem vorherrschenden, vom Menschen beeinflussten Sedimentfluss im Rio Palancia-Einzugsgebiet. Der chronologische Rahmen und die vergleichbaren Erkenntnisse von Butzer und Mateu (1999) geben Hinweise darauf, dass dieser grundlegende Wandel durch intensivierten Terrassenfeldbau auf dem Talboden und später auf den Hängen ausgelöst wurde. Die daraus resultierende schrittweise Reduktion der Sedimentlieferung wird in dieser Arbeit als eigentliche Ursache für diesen Wechsel zu dem heute vorherrschenden Gleichgewicht zwischen Durchfluss und Sedimentlieferung gesehen.

7.5 Sedimentfluss zwischen den BK

Für die einzelnen **BK** sind in Abb. 27 die Quantifizierung der Speicherung und des Austrags sowie die grundlegenden Transportwege der Sedimente zwischen den **BK** des Rio Palancia-Einzugsgebietes im Sedimentflussdiagramm aufgezeigt. Abgesehen vom Delta kann jede fluviale **BK** sowohl als Quelle wie auch als Senke von Sedimenten angesehen werden, die sich entlang der Sedimentkaskade des Rio Palancia bewegen.

Die das Einzugsgebiet beherrschende pleistozäne Talverfüllung (**P**) bildet die quantitativ wichtigste **BK** für das pleistozäne und holozäne Sedimentbudget im Rio Palancia-Flusssystem. Für die **P** kann ein Minimumaustragsvolumen rekonstruiert werden, das als zusätzliches Kontrollvolumen für die Quantifizierung aller in der Sedimentkaskade anschließenden **BK** herangezogen werden kann. Die enorme Talverfüllung stellt des Weiteren die größte Quelle für alle nachfolgenden Kaskadenbestandteile dar.

Die Post-**P**-Sedimentproduktion und der Transport der Sedimente durch die Rio Palancia-Sedimentkaskade zusammen mit der tektonisch verursachten Küstenabsenkung im Golf von Valencia (Goy et al., 1996) führten im Pleistozän anteilig und im Holozän vollständig zum Aufbau des Deltas des Rio Palancia. Das Delta repräsentiert den letzten Speicher im Rio Palancia-Sedimentflusssystem. Die Abschätzung des Volumens der holozänen Delta-Ablagerungen dient als Vergleichsgröße, mit deren Hilfe der holozäne Sedimentfluss zwischen den holozänen **BK** evaluiert werden kann. Die Quantifizierung des holozänen Teils des Flussdeltas muss jedoch als Minimumabschätzung verstanden werden. Neben der konservativen GIS-Modellierung des Delta-Sedimentkörpers muss davon ausgegangen werden, dass Feinmaterial als Suspensionsfracht primär weiter ins Meer geliefert, sekundär durch die Brandung entzogen (Brückner, 1982) und dann durch küstenparallele Meeresströmungen im Golf von Valencia in einem nicht zu bestimmenden Maß anderswo abgelagert wurde (Sanjaume et al., 1996).

Die ermittelte Minimumabschätzung des Austrages aus den **P** beträgt über 50 % der ermittelten Speicherung. Aufgrund der enormen Degradierung der **P** ist es nicht verwunderlich, dass die Minimumabschätzung des Austrages aus den **P** das Volumen, das im holozänen Delta gespeichert ist, um fast das 2,5-fache übersteigt. Daraus kann geschlossen werden, dass die Degradation der pleistozänen Sedimente und die damit einhergehende Anlage der *fillstrath terraces* schon vor dem Übergang zum Holozän zu einer Sedimentlieferung in das Flussdelta geführt haben müssen.

Wenn man das Volumen des Austrags aus den holozänen **BK** dem Volumen des holozänen Deltas gegenüber stellt, so beträgt dieses nur 43 % des holozänen Deltavolumens (Abb. 27 A). Das ermittelte Austragsvolumen der holozänen **BK** spiegelt jedoch nur den Austrag wider, der beim Prozess der Degradation bzw. Einschneidung des jeweiligen Flussbettes maßgeblich war. Es dokumentiert also nur den Verlust aus den Sedimentspeichern, der beim Übergang zur

nächsten **BK** der Sedimentkaskade und ihrer Aktivierung zum Tragen kam. Es sei hier auch noch einmal betont, dass die **H1u** und **H2u** in den jeweiligen Flussabschnitten nur die ältesten und die jüngsten im Gelände identifizierten holozänen Ablagerungen darstellen, die einem *braided river*-System zugeordnet werden können. So wird in dieser Arbeit davon ausgegangen, dass in dem Zeitrahmen, der mit diesen beiden Komponenten assoziiert wird, auch ein Übergang von der älteren zur jüngeren Komponente mit weiteren Zwischenstufen möglich war. Es ist des Weiteren davon auszugehen, dass die vertikale Lage der Flussbette über eine gewisse Zeit stabil blieb und für diesen Zeitraum das Flussbett quasi als „Förderband“ für den Durchtransport von Sedimenten diente. Demnach ist es wahrscheinlich, anzunehmen, dass die restlichen 57 % des Sedimentvolumens, die das holozäne Delta mindestens einnehmen, weitgehend der Lieferung von den Hängen und aus der pleistozänen Talverfüllung entstammen und durchtransportiert wurden. Es wäre interessant, in einer weiterführenden Arbeit den jeweiligen Anteil an der Zulieferung der möglichen Sedimentquellen zu bestimmen. In gleicher Weise trifft das auf die Bestimmung der pleistozänen Sedimentlieferung zum pleistozänen Delta zu.

Die **H1u** formen mit den **H2u** die sich direkt an die **P** anschließenden Bestandteile der Sedimentkaskade. Die **H1u** und **H2u** repräsentieren das fortgeschrittene Stadium eines sich tiefer legenden, breiten, flachen Flussbettes, das sich durch ein torrentielles Durchflusssystem entwickeln konnte. Die unterste Stufe innerhalb der Sedimentkaskade des Rio Palancia nehmen die fluvialen Terrassen und die Ablagerungen im aktiven Gerinnebett, die allostratigraphische Einheit der **H3** ein. Diese werden mit einem grundlegenden hydrologischen Wechsel assoziiert, der mit einer signifikanten Gerinnebettverengung um 35 % (Rio Palancia) und mit turbulenter Bodenfracht, die zu unsortierten Gerinnebettablagerungen führten, einherging. Die Breite der eingeschnittenen Gerinne variiert und in einigen Bereichen erlauben ausreichende Platzverhältnisse den Erhalt von fluvialen Terrassen, deren Basis unsortierte Sedimente bilden. Dieser sedimentologische Wechsel von den **H2u**- zu den **H3**-Ablagerungen wird als Prozess mit systeminternen Ursachen, bezogen auf das gesamte Einzugsgebiet, angesehen. Dieser Prozess wird in dieser Arbeit zum einen auf eine sukzessive transversale Abkopplung der Sedimentzulieferung und zum anderen auf die, in die schrittweise immer enger werdenden Gerinne, mit einem geringen Breiten/Tiefen-Quotienten, gezwungenen Hochwasserdurchflüsse zurückgeführt. Der Prozess, der zur transversalen Abkopplung der Sedimente vom aktiven Gerinnebett führte, ist als

kontinuierlich anzusehen. Er wurde nur unterbrochen durch Umstände, die eine landwirtschaftliche Expansion hemmten bzw. sogar zu ihrer Reduktion führten. Diese wurden unter anderem auch von sozioökonomischen Faktoren beeinflusst, wie sie Butzer (1986) für die Sierra de Espadán beschreibt. Die **H3**-Terrassen werden im Einzugsgebiet ebenso landwirtschaftlich genutzt wie die *fillstrath terraces* der **P**-, **H1u**- und **H2u**-Ablagerungen und sind deshalb weitgehend in ihrer aktuellen Morphodynamik gehemmt. Dieser gehemmte laterale Sedimentfluss zum aktiven Gerinnebett hin kann die erosive Kraft des Wassers im Gerinnebett erhöhen (Lesschen et al., 2009). Die postsedimentäre Ausräumung der **H2u** deutet auch auf die Konzentration der fluvialen Aktivität im aktiven Gerinnebett hin, die sich in einer hohen flächenspezifischen Post-**H2u**-Gerinnebettaktivität widerspiegelt (vgl. Kap. 5.2.3). Bei dieser flächenspezifischen Gerinnebettaktivität ist jedoch kein Durchtransport während des angenommenen Aktivitätszeitraums berücksichtigt, sondern die Werte beziehen sich nur auf die heute noch ermittelbaren Austragsvolumina. Dass der Materialumsatz im südöstlichen Spanien durchaus in diesem Wertebereich zu liegen vermag, kann Conesa García (1995) zeigen und gibt Erosionsraten von $40\text{--}120\text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$ bei Durchflussspitzen von $200\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ bis über $1000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ an.

Es kann davon ausgegangen werden, dass die alluvialen **H3**-Terrassen vor ihrer intensiven landwirtschaftlichen Nutzung noch Raum besaßen, um sich durch laterale Erosion und die darauffolgende Sedimentation verlagern zu können. Somit war der Sedimentfluss entlang des flussnahen Talbodens in dem ihm zur Verfügung stehenden, eingeschnittenen Raum noch weitgehend aktiviert. Diese Situation wurde durch die landwirtschaftliche Expansion in diesen Auenbereich hinein künstlich verändert und durch die gleichen sedimentfixierenden Maßnahmen, die schon zu einem sedimentologischen Wechsel im System geführt hatten, weiter gehemmt. Somit ist, abgesehen von Extremereignissen, eine Sedimentaufnahme im Rio Palancia und seinen Nebenflüssen nur noch im aktiven engen Gerinnebett möglich. Letzteres ist gekennzeichnet durch grobkörnige, relativ unsortierte Gerinnebettablagerungen mit geringen Feinanteilen. Die Breite des aktiven Flussbettes im Rio Palancia hat sich im Schnitt um über 75 % gegenüber der durchschnittlichen lateralen Ausdehnung der **H2u**-Ablagerungen verkleinert. Das Zusammenspiel zwischen engen begrenzten Gerinneformen und torrentiellem Sedimenttransport bzw. Durchfluss verhindert eine längerfristige Erhaltung von feinem Material im aktiven Flussbett. Außerdem konzentriert sich der Hochwasserdurchfluss auf den nun engen Talweg und das Gerinnebett muss hohe

Sedimentbodenfrachten während des Spitzendurchflusses aufnehmen. Dementsprechend wird angenommen, dass die Summe dieser unsortierten **H3**-Gerinnebettablagerungen eine Bodenfrachtdurchgangsgröße darstellt, die sich im Schnitt über den Zeitraum ihrer Aktivität konstant verhält. Daher wird in dieser Arbeit das Volumen der **H3**-Gerinnebettablagerung gleichzeitig als Durchgangsvolumen des Geschiebes angesehen, welches grob über diesen Zeitraum als konstant eingeschätzt wird.

Obwohl die landwirtschaftliche Nutzung hier als die Hauptursache für den sedimentologischen Wechsel von den **H2u** zu den **H3** betrachtet wird, ist es nicht möglich, den jeweiligen effektiven Anteil von Klima, Landnutzung etc. seit der Römerzeit zu differenzieren. Für die recht hohen Einschneidungsraten kann zudem die pleistozäne Erhöhung der Flussbettsole in Betracht gezogen werden.

8 Schlussfolgerungen

Auch wenn diese Arbeit zum Teil im späten Quartär ansetzt, so kann man zumindest für die holozäne Lieferung und die Sedimentation im Delta davon ausgehen, dass das ermittelte Budget in sich konsistent ist. Das methodische Konzept zur Erstellung dieses Budgets verbindet morpho-sedimentologische und geophysikalische Geländearbeiten mit hochauflösenden Geodaten.

Am Beispiel der Hanglagen kann gezeigt werden, dass selbst bei einer großen Anzahl von ausschließlich auf punktuelle Geländeaufnahmen gestützte Berechnung der Regolithmächtigkeiten, diese nicht ohne weiteres auf die Gesamtfläche des Untersuchungsgebiets übertragen werden kann. Genauso gibt es Beispiele für eine Fehlinterpretation von Geodaten ohne Verifizierung im Gelände. Hier ist die Kartierung der terrassierten Flächen zu nennen, welche deren tatsächliche Verbreitung unterschätzt. Auch die Kombination von geophysikalischen Methoden, verifiziert durch Aufschlüsse und Rammkernsondierungen, mit dem allostratigraphischen Ansatz erwies sich als starkes Werkzeug für die quantitative Bestimmung der fluvialen **BK**. Trotz des hohen Arbeitsaufwandes ist die Kombination verschiedener Methoden immer der Anwendung nur einer einzigen Methode vorzuziehen. Die Kombination der in dieser Arbeit angewandten Methoden ermöglichte für das Einzugsgebiet des Rio Palancia eine Abschätzung des

pleistozänen und vor allem des holozänen Sedimentflusses. Mit dem einzugsgebietsweiten Budgetansatz ist es darüber hinaus möglich, neben den stratigraphischen und chronostratigraphischen Ergebnissen Aussagen über die Bedeutung der **BK** und über den chronologischen Ablauf der Landschaftsentwicklung im gesamten Einzugsgebiet des Rio Palancia zu machen:

Die größte Sedimentquelle des Budgets stellen die **P** dar, deren Entstehung auf Aggradationsphasen, ausgelöst durch eine Serie von Flutereignissen im Oberen Pleistozän (MIS 4–3) zurückzuführen sind. Eine generelle postsedimentäre, spätpleistozäne und holozäne Degradationstendenz führte zu einer Serie von *fillstrath terraces*, die aus den **P**, **H1u** und **H2u** herauspräpariert sind. Die Ursache dieser Degradation wird hauptsächlich im Ausgleich, einer vorangegangenen Änderung des Flussgradienten, hervorgerufen durch eine verstärkte Hebung im Unteren Pleistozän, gesehen. Diese *flush-and-refill*-Prozesse gingen einher mit einem bis ca. 390 AD vorherrschenden *braided river*-System, das maßgeblich an der Exhumierung des pleistozänen Talweges beteiligt war. Der Austrag aus den holozänen **BK** beträgt nur ca. 43 % des im Holozän gespeicherten Volumens. Hierbei wird deutlich, dass dem langfristigen Trend der Degradierung die auf einer kleineren Zeitskala stattfindenden Akkumulations- und Durchtransportprozesse entgegen gerichtet waren, sie diesen Trend jedoch auf der größeren Zeitskala nicht aufhalten konnten. Ab dem Mittelalter ist ein deutlicher Wechsel im hydrologischen System in Verbindung mit der Ablagerung von *cut-and-fill*-Terrassen (**H3**) zu verzeichnen und damit eine Einschneidung bis in das Anstehende einhergehend mit einer Einengung um 75 % auf die heutige Flussbettbreite. Das nunmehr geringere Breiten/Tiefen-Verhältnis des benetzten Gerinnebettquerschnittes ist maßgeblich an der Ausprägung der Sedimente beteiligt. Von den natürlichen Steuergrößen für die massive jüngere Einschneidung kann die Tektonik ausgeschlossen werden. An einer Änderung im Gleichgewicht von Durchfluss und Sedimentlieferung haben klimainduzierte Ereignisse wahrscheinlich ihren Anteil. Für den sedimentologischen Wechsel sind sie jedoch nicht als die grundlegende Ursache zu betrachten, denn zumindest ab der römischen Epoche begann mit kurzen Unterbrechungen eine sukzessive, großräumige Abkopplung der aktiven Fließpfade von der Sedimentzufuhr durch die großräumige Anlage von durch Trockensteinmauern befestigten, landwirtschaftlich genutzten Terrassen. Die Zulieferung der aktiven Gerinnebetten erfolgte damit nur noch von den ungenutzten Hanglagen.

Im Allgemeinen sind die aus den chronologischen und die sedimentologischen Aufnahmen der Alloformationen im Rio Palancia-Einzugsgebiet abgeleiteten Interpretationen im Einklang mit dem fluvial-historischen Schema von Butzer (2005) und Butzer & Mateu (1999) aus dem benachbarten Einzugsgebiet, welche methodisch auf einem anderen stratigraphischen Konzept basieren.

Betrachtet man den gesamten holozänen Sedimentfluss des Rio Palancia, so ist es sehr wahrscheinlich, dass im untersuchten mediterranen Flusssystem in diesem Zeitraum kein Gleichgewicht zwischen der Produktion, dem Transport und der Speicherung von Sedimenten herrschte. Man kann eher postulieren, dass es eine asynchrone Speicherung gibt, die ungleichmäßig über verschiedene Speichertypen verteilt ist.

9 Zusammenfassung

Fluviale Sedimente und Ablagerungen aus küstennahen Bereichen werden im mediterranen Raum häufig herangezogen, um die Reaktionen von Flusssystemen auf Klimawandel, menschliche Einflussnahme und andere Faktoren zu rekonstruieren. Arbeiten, die mit systembasierten Ansätzen auf Einzugsgebietsebene quantitative Aussagen ermöglichen, sind jedoch rar. In der vorliegenden Arbeit wird für das Einzugsgebiet des Rio Palancia, Spanien, ein quantifizierter Sedimenthaushalt vorgestellt, der die Sedimentproduktion des Hinterlandes über die Sedimentpfade mit der Speicherung im Einzugsgebiet und der Lieferung zum Flussdelta verbindet. Ziel ist es, den anteiligen Einfluss von Steuergrößen wie Neotektonik, Klimawandel und Landnutzung auf den spätquartären Sedimentfluss in dem 969,9 km² großen Einzugsgebiet zu bestimmen.

Das Einzugsgebiet des Rio Palancia ist Teil der südlichen Ausläufer der Iberischen Kette und mündet bei Sagunto in das Mittelmeer. Mit Hilfe von photogrammetrischen und geomorphologischen Kartierungen, Felddaten (Aufschlussuntersuchung, Rammkernsondierung) sowie geophysikalischen Messmethoden wurden die Geometrien sowie die internen Strukturen von Sedimentablagerungen untersucht. Auf diesen Grundlagen konnte ein GIS-basiertes Sedimentbudget mit quantitativen Abschätzungen für Budgetkomponenten entlang der Sedimentkaskade erstellt werden.

Der Talboden des Rio Palancia-Einzugsgebietes wird dominiert von mehreren pleistozänen und holozänen Degradierungsniveaus, die sich in pleistozäne Kiese und Sande eingeschnitten haben. Bedeutende holozäne, fluviale Sedimentation kann hauptsächlich im mittleren und unteren Einzugsgebiet belegt werden. Obwohl ausgedehnte landwirtschaftliche Terrassenanlagen auf dem Talboden und den Hängen von einem starken anthropogenen Einfluss zeugen, ist davon auszugehen, dass die Degradierung des Talbodens noch bis etwa 390 AD auf den Ausgleich eines sich erhöhten Flussgradienten durch vorangegangene Aggradation zurückzuführen ist. Landwirtschaftliche Nutzung durch Terrassenfeldbau, die seit dem dritten Jahrhundert BC im Arbeitsgebiet belegt ist, deutet auf eine nachhaltige Abkopplung der Sedimentlieferung von den Hängen und pleistozänen bzw. holozänen Sedimentquellen zum aktiven Flussbett hin. Dies resultiert seit dem Mittelalter in einer Potenzierung des vorherrschenden Verengungs- bzw. Einschneidungstrend des aktiven Gerinnebettes. Die Ergebnisse weisen auf ein kompliziertes Zusammenspiel von neotektonischem Erbe, klimagesteuertem Abflussregime und späterer menschlicher Einflussnahme hin, welche den Sedimentfluss vom Hinterland zur Küstenzone maßgeblich steuert.

10 Danksagung

Ich möchte mich ganz herzlich bedanken bei:

Dr. Peter Houben, der das Projekt initiierte, betreute und mich durch unzählige Gespräche und Diskussionen auf einen guten Weg brachte.

meinem Doktorvater Jürgen Wunderlich für die Betreuung, die Ratschläge und dafür, dass er mir jegliche Unterstützung zur Durchführung dieses Projektes zukommen ließ.

Prof. Dr. Oliver Sass für das Übernehmen des Zweitgutachtens und bei allen Mitgliedern der Prüfungskommission für ihren Zeiteinsatz.

Christina Salat, die ebenfalls innerhalb des Projektes promovierte, für die gute und erfolgreiche Teamarbeit.

unseren spanischen Kooperationspartnern Dr. Juan Santisteban Navarro und Dr. Rosa Mediavilla López.

Ein besonderer Dank:

für die Förderung des Projektes gilt der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die diese Arbeit im Rahmen des Projektes WU206/2-1 finanziert hat.

Für die Bereitstellung der Geodaten an das Instituto Cartográfico Valenciano (ICV, Valencia). Für die Unterbringung und Hilfe bei auftretenden Problemen im Arbeitsgebiet an José Aparicio und seine Familie, speziell auch bei Sercio Aparicio. Für das Lesen der Rohfassung und für wertvolle Kritik und Anregungen an F. Bibelriether, D. Nowacki, P. Houben, K. Hoinkis und J. Uhmman, Andreas Mayerle. Für die Hilfe bei den intensiven Geländearbeiten an T. Agricola, J. Bellinger, M. Berchtenbreiter, F. Bibelriether, A. Boos, A. Bublitz, M. Döhler, M. Felber, B. Hahn, T. Hänsler, N. Kleinhenz, J. P. Kruse, T. Kühnel, A. Löwer, A. Neubronner, D. Nowacki, R. Orendt, H. Störkel, U. Thiergärtner und V. Wittich. Und für die durchgeführten Laborarbeiten an D. Bergmann-Doerr und D. Schneider, sowie B. Hahn und J. Bellinger.

11 Schriftenverzeichnis

- Acosta Yepes, J., Herranz Cano, P., 1983. Morfología y tectónica de la Plataforma Continental entre Gandia y Sagunto, Golfo de Valencia. Cuarta asamblea nacional de geodesia y geofísica 3, 1303-1322.
- Ad-hoc-AG Boden. 2005. Bodenkundliche Kartieranleitung (5. Auflage). (Eds.) Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und der Geologischen Dienste. Hannover
- AEMet. 2009. Agencia Estatal de Meteorología. www.aemet.es, Messperiode 1971-2000, accessed 09/23/2009.
- Allen, J.R.M., Huntley, B., 2000. Weichselian palynological records from southern Europe: correlation and chronology. *Quaternary International* 73-74, 111-125.
- Allen, J.R.M., Huntley, B., Watts, W.A., 1996. The vegetation and climate of northwest Iberia over the last 14,000 years. *Journal of Quaternary Science* 11, 125-147.
- Allue, E., Vernet, J.-L., Cebria, A., 2009. Holocene vegetational landscapes of NE Iberia: charcoal analysis from Cova de la Guineu, Barcelona, Spain. *The Holocene* 19(5), 765-773.
- Altin, T., 2009. Pleistocene and Holocene fluvial development of the Ecemis Valley (Central Anatolia, Turkey). *Quaternary International* 204(1-2), 76-83.
- Amit, R., Harrison, J.B.J., Enzel, Y., 1995. Use of soils and colluvial deposits in analyzing tectonic events -- The southern Arava Rift, Israel. *Geomorphology* 12(2), 91-107.
- Antonioli, F., Ferranti, L., Fontana, A., Amorosi, A., Bondesan, A., Braitenberg, C., Dutton, A., Fontolan, G., Furlani, S., Lambeck, K., Mastronuzzi, G., Monaco, C., Spada, G., Stocchi, P., 2009. Holocene relative sea-level changes and vertical movements along the Italian and Istrian coastlines. *Quaternary International* 206(1-2), 102-133.
- Aura, J.E., Villaverde, V., Morales, G.M., Sainz, G.C., Zilhão, J., Straus, L.G., 1998. The Pleistocene-Holocene transition in the Iberian Peninsula: Continuity and change in human adaptations. *Quaternary International* 49(50), 87-103.
- Autin, W.J., 1992. Use of alloformations for definition of Holocene meander belts in the middle Amite River, southeastern Louisiana. *Geological Society of America Bulletin* 104(2), 233-241.
- Bardaji, T., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C., 1987. Sedimentologic features related to Pleistocene sea level changes in the SE Spain. *Trabajos Neogenos-Cuaternario* 10, 79-93.
- Barriados Vallve, M., Martín Vide, J., 1998. Secular climatic oscillations as indicated by catastrophic floods in the Spanish Mediterranean coastal area (14th-19th centuries). *Climatic Change* 38, 473-491.
- Barton, C.M., Bernabeu, J., Aura, J.E., Garcia, O., 1999. Land-Use Dynamics and Socioeconomic Change: An Example from the Polop Alto Valley. *American Antiquity* 64(4), 609-634.
- Batalla, R.J., Sala, M. 1995. Effective discharge for bedload transport in a subhumid Mediterranean sandy gravel-bed river (Arbucies, north-east Spain). In: E.J. Hickin (Ed.), *River Geomorphology* (pp. 93-104). Chichester John Wiley & Sons.
- Benito, G., Thorndycraft, V.R., Rico, M., Sanchez-Moya, Y., Sopena, A., 2008. Palaeoflood and floodplain records from Spain: Evidence for long-term climate variability and environmental changes. *Geomorphology* 101(1-2), 68-77.

- Bernabeu, J., Guitart, I., Pascual, L., 1989. Reflexiones en torno al patrón de asentamiento en el País Valenciano entre el Neolítico y la Edad del Bronce. *Saguntum* 22, 99-123.
- Bonet, H., Ribiera, A.V. 2003. La conquista romana y el proceso de romanización en el mundo Ibérico. In: H. Bonet, R. Albiach, & M. Gozalbes (Eds.), *Romanos y Visigodos en Tierras Valencianas* (pp. 79-90). Valencia: Museo de Prehistoria.
- Bridge, J.S. (Ed.). 2003. *Rivers and floodplains: forms, processes, and sedimentary record*. Oxford.
- Bridgland, D.R., Antoine, P., Limondin-Lozouet, N., Santisteban, J.I., Westaway, R.W.C., White, M.J., 2006. The Palaeolithic occupation of Europe as revealed by evidence from the river: data from IGCP 449. *Journal of Quaternary Science* 21(5), 437-455.
- Brückner, H., 1982. Ausmaß von Erosion und Akkumulation im Verlauf des Quartärs in Basilicata (Süditalien). *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F. 43, 121-137.
- , 1986. Stratigraphy, evolution and age of Quaternary marine terraces in Morocco and Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F., Suppl.-Bd. 62, 83-101.
- Burjachs, F., Allue, E. 2003. Paleoclimatic evolution during the last glacial cycle at the NE of the Iberian Peninsula. Universidad de Alcalá.
- Butzer, K.W., 1980. Context in Archaeology: An Alternative Perspective. *Journal of Field Archaeology* 7(4), 417-422.
- , 2005. Environmental history in the Mediterranean world: cross-disciplinary investigation of cause-and-effect for degradation and soil erosion. *Journal of Archaeological Science* 32, 1773-1800.
- Butzer, K.W., Butzer, E.K., Mateu, J.F., 1986. Medieval Muslime communities of the Sierra de Esperdán, Kingdom of Valencia. *Viator, Medieval and Renaissance Studies* 17, 339-413.
- Butzer, K.W., Fränzle, O., 1959. Observations on pre-Würm glaciations of the Iberian Peninsula. *Zeitschrift f. Geomorphologie N.F.* 3(85-97).
- Butzer, K.W., Mateu, J.F., 1999. Pleistocene versus Holocene: geomorphological change in a small but steep Watershed of Mediterranean Spain. *Geoarqueología i Quaternari litoral: memorial María Pilar Fumanal*. *María Pilar Fumanal (congr. dir.)*, 97-113.
- Butzer, K.W., Mateu, J.F., Butzer, E.K., Kraus, P., 1985. Irrigation Agrosystems in Eastern Spain: Roman or Islamic Origins? *Annals of the Association of American Geographers* 75(4.), 479-509.
- Calvo Cases, A., Gutierrez Elorza, M., Peña-Monné, J.L., Simon Gomez, J.L., 1983. Morfología de vertientes y neotectónica en el macizo de Javalambre. (Provincia de Teruel). *Actas VI Reunión del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*, 429-448.
- Canerot, J., Neumann, C., Rahal, M. 1984. Eustatisme et tectonique locale sur le seuil du Maestrazgo meridional (Province de Castellon, Espagne) (Vol. 3). (Eds.). Marseille
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.I., Arlegui, L.E. 2002. Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. In: W. Gibbons, T. Moreno (Eds.), *The Geology of Spain* (pp. 367-400). London: The Geological Society.
- Carmona, P. 2003. La llanura litoral Valenciana en Época Antigua. In: H. Bonet, R. Albiach, & M. Gozalbes (Eds.), *Romanos y Visigodos en Tierras Valencianas* (pp. 103-111). Valencia: Museo de Prehistoria.
- Carrión, J.S., Andrade, A., Bennett, K.D., Navarro, C., Munuera, M., 2001. Crossing forest thresholds: inertia and collapse in a Holocene sequence from south-central Spain. *Holocene* 11(6), 635-653.
- Carrión, J.S., Fernández, S., González Sampériz, P., Gil Romera, G., Badal, E., Carrión Marco, Y., López Merino, L., López Sáez, J.A., Fierro, E., Burjachs, F., 2010. Expected trends and surprises in the Lateglacial and Holocene vegetation history of the

- Iberian Peninsula and Balearic Islands. Review of Palaeobotany and Palynology In Press, Corrected Proof.
- Carrión, J.S., Fuentes, N., González-Sampériz, P., Sánchez Quirante, L., Finlayson, J.C., Fernández, S., Andrade, A., 2007. Holocene environmental change in a montane region of southern Europe with a long history of human settlement. *Quaternary Science Reviews* 26(11-12), 1455-1475.
- Casas Sainz, A.M., Cortés Gracia, A.L., 2002. Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain. *Geomorphology* 44, 19–46.
- Cerda, A., 1998. El clima y el hombre como factores de la estabilidad estructural del suelo. Un estudio a lo largo de gradientes climático-altitudinales. *Revista Cuaternario y Geomorfología* 12, 3-14.
- Cornesa García, C. 1995. Torrential Flow Frequency and Morphological Adjustments of Ephemeral Channels in South-East Spain. In: E.J. Hickin (Ed.), *River Geomorphology* (pp. 169-192). Chichester: John Wiley & Sons.
- Díaz del Río, V., Rey, J., Vegas, R., 1986. The Gulf of Valencia Continental Shelf: extensional tectonics in Neogene and Quaternary sediments. *Marine Geology* 73, 169-179.
- Dietrich, W.E., Dunne, T., Humphrey, N.F., Reid, L.M. 1982. Construction of Sediment Budgets for Drainage Basins In: F.J. Swanson, J.R. Janda, T. Dunne, & D.N. Swanson (Eds.), *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*. (Vol. 141, pp. 5-23): U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Pacific Northwest and Range Experiment Station.
- DIN-19683. 1973a. Teil 1: Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung durch Siebung. Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichen Wasserbau-Physikalische Laboruntersuchung.
- , 1973b. Teil 2: Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung nach Vorbehandlung mit Natriumphosphat. Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichen Wasserbau-Physikalische Laboruntersuchung.
- , 1973c. Teil 3: Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung nach Vorbehandlung mit Wasser. Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichen Wasserbau-Physikalische Laboruntersuchung.
- DIN-19684. 1977a. Teil 1: Bestimmung des pH-Wertes des Bodens und Ermittlung des Kalkbedarfs. Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichen Wasserbau-Chemische Laboruntersuchungen.
- , 1977b. Teil 6: Bestimmung des Gehaltes an oxalatlöslichem Eisen. Bodenuntersuchungsverfahren im Landwirtschaftlichen Wasserbau-Chemische Laboruntersuchungen.
- DIN-ISO-3310. 2008. Analysensiebe - Technische Anforderungen und Prüfung - Teil 1: Analysensiebe mit Metalldrahtgewebe (ISO 3310-1:2000). DIN-Taschenbuch, Gesteinskörnungen, Wasserbausteine, Gleisschotter, Füller - Prüfverfahren 358.
- Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A., Blanca Ruiz Zapata, M., José Gil García, M., de Bustamante Gutiérrez, I., 2002. Climatic changes since the Late-glacial/Holocene transition in La Mancha Plain (South-central Iberian Peninsula, Spain) and their incidence on Las Tablas de Daimiel marshlands. *Quaternary International* 93-94, 73-84.
- Dupré, M. 1995. Cambios paleoambientales en el territorio Valenciano. La palinología. In: *El Cuaternario del País Valenciano* (pp. 205-216): Universitat de Valencia y Asociación Española para el estudio del cuaternario.

- Dupré, M., Fumanal, M.P., Sanjaume, E., Santisteban, C., Usera, J., Viñals, M.J., 1988. Quaternary evolution of the Pego costal lagoon (southern Valencia, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 68, 291-299.
- Estrela Navarro, M.J., 1986. Terrazas Y Glacis Del Palancia Medio. *Cuadernos de Geografía* 38, 93-108.
- Ewald, R., 1911. Untersuchungen über den geologischen Bau und die Trias in der Provinz Valencia. Sonder-Abdruck aus der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 63(3), 1-49.
- Faust, D., 1997. Zur quartären Landschaftsentwicklung im semiariden Südostspanien (Provinz Murcia). *Die Erde* 128(5), 1-66.
- Felber, M. 2008. Geoelektrische Untersuchungen im Flusssystem des Rio Palancia, Spanien. unveröffentlichte Diplomarbeit, Goethe Universität, Frankfurt am Main.
- Fletcher, W.J., Goni, M.F.S., 2008. Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research* 70(3), 451-464.
- Füchtbauer, H., Müller, G. 1977. *Sedimente und Sedimentgesteine II* (3. Auflage). (Eds.) Enelhardt, W., Füchtbauer, H., Müller, G. Stuttgart
- Fuller, I.C., Macklin, M.G., Lewin, J., Passmore, D.G., Wintle, A.G., 1998. River response to high-frequency climate oscillations in southern Europe over the past 200 k.y. *Geology* 26(3), 274-278.
- Fumanal, M.P., Dupré, M., 1983. Schéma paléoclimatique et chrono-stratigraphique d'une séquence du Paléolithique supérieur de la région de Valence (Espagne). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 20(1), 39-46.
- Fumanal, P.M., 1990. Dinámica sedimentaria holocena en valles de cabecera del País Valenciano. *Cuaternario y Geomorfología* 4, 93-106.
- García Marcos, J.M., Santos Frances, F., 1997. Relationship between the characteristics of Mediterranean Red soils and the age of the geomorphological surfaces in central-western Spain. *Catena* 28, 231-245.
- García Ruiz, J.M., 2010. The effects of land uses on soil erosion in Spain: A review. *Catena* In Press, Corrected Proof.
- Gil García, M.J., Valiño, M.D., Rodríguez, A.V., Zapata, M.B.R., 2002. Late-glacial and Holocene palaeoclimatic record from Sierra de Cebollera (northern Iberian Range, Spain). *Quaternary International* 93-94, 13-18.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Hillaire-Marcel, C.L., 1986. Evolution des systèmes de lagons-îles barrière du Tyrrhénien a l'actualité à Campo de Dalías (Almería, Espagne). Edit. de l'Orstom, Coll. Travaux et Documents 197, 169-171.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Lario, J., Borja, F., Sierro, F.J., Flores, J.A., 1996. Global and regional factors controlling changes of coastlines in Southern Iberia (Spain) during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 15, 773-780.
- Graf, W.L. 1988. *Fluvial Processes in Dryland Rivers*. (Eds.) Springer. Berlin
- Günther, T. (2004). *Inversion Methods and Resolution Analysis for the 2D/3D Reconstruction of Resistivity Structures from DC Measurements* (Dissertation). Freiberg: TU Bergakademie.
- Gutiérrez Elorza, M., Peña Monné, J.L. 1990. Upper Holocene climatic change and geomorphological processes on slopes and infilled valleys from archaeological dating (N.E. Spain). In: A.C. Imeson, R.S. De Groot (Eds.), *Landscape ecological impact of climatic change on the Mediterranean region* (pp. 1-18). Utrecht.
- Gutiérrez Elorza, M., Peña Monné, J.L., 1998. Geomorphology and late Holocene climatic change in Northeastern Spain. *Geomorphology* 23, 205-217.

- Heim, C., Nowaczyk, N.R., Negendank, J.F.W., Leroy, S.A.G., Ben-Avraham, Z., 1997. Near East Desertification: Evidence from the Dead Sea. *Naturwissenschaften* 84(9), 398-401.
- Heinz, J., 2001. Sedimentary Geology of Glacial and Periglacial Gravel Bodies (SWGermany). *Dynamic Stratigraphy and Aquifer Sedimentology*. Bd.: 59.
- Hodge, E.J., Richards, D.A., Smart, P.L., Ginés, A., Matthey, D.P., 2008. Sub-millennial climate shifts in the western Mediterranean during the last glacial period recorded in a speleothem from Mallorca, Spain. *Journal of Quaternary Science* 23(8), 713-718.
- Hooke, J., Mant, J. 2002. Morpho-dynamics of Ephemeral Streams. In: L.J. Bull, M.J. Kirkby (Eds.), *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels* (pp. 173-204). Chichester: John Wiley & Sons, Ltd.
- Hooke, J.M., 2006. Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology* 79, 311–335.
- Houben, P., 2008. Scale linkage and contingency effects of field-scale and hillslope-scale controls of long-term soil erosion: Anthropogeomorphic sediment flux in agricultural loess watersheds of Southern Germany. *Geomorphology* 101, 172-191.
- Huber, C., Leuenberger, M., Spahni, R., Flückiger, J., Schwander, J., Stocker, T.F., Johnsen, S., Landais, A., Jouzel, J., 2006. Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH₄. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 504-519.
- Hughes, P.D., 2010. Geomorphology and Quaternary stratigraphy: The roles of morpho-, litho-, and allostratigraphy. *Geomorphology* 123, 189-199.
- IGME. 1973a. Goy , J. L., Vegas Martínez, R., Zazo Cardaña, C (Cartographer), Mapa Geologico de España E. 1: 50,000 Burjasot (no.696)
- , 1973b. Gutiérrez Elorza, M., Pedraza Gilsanz, J. (Cartographer), Mapa Geologico de España E. 1: 50,000 Segorbe (no.640)
- , 1974. Goy , J. L., Gutiérrez Elorza, M., Pedraza Gilsanz, J., Vegas Martínez, R., Zazo Cardaña, C. (Cartographer), Mapa Geologico de España E. 1: 50,000 Sagunto (no.668)
- , 1976a. Cabo, F.O. (Cartographer), Mapa Geologico de España E. 1: 50,000 Jerica (no.639)
- , 1976b. Lazuen Alcon, F.J., Roldan Torres (Cartographer), Mapa Geologico de España E. 1: 50,000 Villar del Arzobispo (no.667)
- Jalut, G., Amat, A.E., Bonnet, L., Gauquelin, T., Fontugne, M., 2000. Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 160(3-4), 255-290.
- Jalut, G., Dedoubat, J.J., Fontugne, M., Otto, T., 2009. Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. *Quaternary International* 200, 4-18.
- Kaplan, J.O., Krumhardt, K.M., Zimmermann, N., 2009. The prehistoric and preindustrial deforestation of Europe. *Quaternary Science Reviews* 28, 3016–3034.
- Kelletat, D., Schellmann, G., Brückner, H., 1999. Erste absolute Datierungen pleistozäner Litoralbildungen der Insel Kreta, Griechenland. *Marburger Geogr. Schriften* 134, 85-100.
- Kirkby, M.J., Abrahart, R.J., Bathurst, J.C., Kilsby, C.G., McMahon, M.L., Osborne, C.P., Thornes, J.B., Woodward, F.I. 2002. MEDRUSH, a basin scale physically-based model for forecasting runoff and sediment yield. In: N.A. Geeson, C.J. Brandt, & J.B. Thornes (Eds.), *Mediterranean Desertification: a mosaic of processes and responses*. Chichester (Wiley).

- Kostic, B., Aigner, T., 2007. Sedimentary architecture and 3D ground-penetrating radar analysis of gravelly meandering river deposits (Neckar Valley, SW Germany). 54, 789-808.
- Kuzucuoglu, C. 1995. River response to Quaternary tectonics with examples from northwestern Anatolia, Turkey. In: J. Lewin, M.G. Macklin, & J.C. Woodward (Eds.), (pp. 45-53). Cambridge, England.
- Larue, J.P., 2009. Morphodynamic evolution of Orb River (Languedoc, France): evidence of eustatic, tectonic and climatic controls. *Journal of Quaternary Science* 24(3), 294-310.
- Lesschen, J.P., Schoorl, J.M., Cammeraat, L.H., 2009. Modelling runoff and erosion for a semi-arid catchment using a multi-scale approach based on hydrological connectivity. *Geomorphology* 109, 174-183.
- Lewin, J., Macklin, M.G., Woodward, J.C. 1995. Mediterranean Quaternary river environments. (Eds.) Balkema. Rotterdam
- Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C., Peña, J.L., Rhodes, E.J., 2009. Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change* 67(3-4), 141-152.
- López-Bermúdez, F., Romero-Díaz, M.A., 1993. Génesis y consecuencias erosivas de las lluvias de alta intensidad en la región mediterránea. Cuadernos I, Logroño: Geográfica, 7-28.
- Maas, G.S., Macklin, M.G., 2002. The impact of recent climate change on flooding and sediment supply within a Mediterranean mountain catchment, southwestern Crete, Greece. *Earth Surface Processes and Landforms* 27(10), 1087-1105.
- Macklin, M.G., Fuller, I.C., Lewin, J., Maas, G.S., Passmore, D.G., Rose, J., Woodward, J.C., Black, S., Hamlin, R.H.B., Rowan, J.S., 2002. Correlation of fluvial sequences in the Mediterranean basin over the last 200 ka and their relationship to climate change. *Quaternary Science Reviews* 21(14-15), 1633-1641.
- Macklin, M.G., Lewin, J., Woodward, J.C. 1995. Quaternary fluvial systems in the Mediterranean basin. In: J. Lewin, M.G. Macklin, & J.C. Woodward (Eds.), *Mediterranean Quaternary River Environments* (pp. 1-25). Rotterdam: AA Balkema.
- Macklin, M.G., Woodward, J.C. 2009. River Systems and Environmental Change. In: J.C. Woodward (Ed.), *The Physical Geography of the Mediterranean* (pp. 319-352). Oxford: Oxford University Press.
- Maddy, D., Demir, T., Bridgland, D.R., Veldkamp, A., Stemerink, C., Van der Schriek, T., Westaway, R., 2008. The Early Pleistocene development of the Gediz River, western Turkey: an uplift-driven, climate-controlled system? *Quaternary International* 189, 115-128.
- Marco Molina, J.A., Olcina Cantos, J., Padilla Blanco, A., Rico Amoros, A.M., 1996. Abandono de terrazas de cultivo; recolonización vegetal y erosión en el sureste peninsular. 4. reunión nacional de Geomorfología, Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe 21, 133-146.
- Martinez Gallego, J., 1987. Geomorfología de los depósitos cuaternarios de Chelva, Valencia. *Mediterránea, Serie de Estudios Geológicos* 6, 131-168.
- Martinez, V., Cabó, E., 1992. Capacidad de uso del suelo y usos recomendados en la Sierra de Espadán (Castellón). *Cuadernos de Geografía* 51, 43-62.
- Mateu Belles, J.F. (Ed.). 1982. El norte del País Valenciano. Morfología litoral y prelitoral.
- Mather, A.E., Harvey, A.M. 1995. Controls on drainage evolution in the Sorbas basin, southeast Spain. In: J. Lewin, M.G. Macklin, & J.C. Woodward (Eds.), (pp. 65-76). Cambridge, England.

- Mc Clure, S.B., Barton, C.M., Jochim, M.A., 2009. Human behavioral ecology and climate change during the Transition to Agriculture in Valencia, Eastern Spain. *Journal of Anthropological Research* 65(2), 253-269.
- McNeill, J.R. 1992. *The Mountains of the Mediterranean World*. (Eds.) Cambridge University Press. Cambridge
- Mediato, J.F., Santisteban, J.I., 2006. Subfacies geoquímicas: una mejora en la caracterización de depósitos litorales (sondeo de Almenara, provincia de Castellón). *Boletín Geológico y Minero* 117 (Núm. Monográfico Especial), 519-524.
- Mediato, J.F., Santisteban, J.I., Mediavilla, R., Dabrio, C.J. 2006. Late Quaternary sea-level changes in the Westernmediterranean coastal Plain of Castellón (Spain). SEALAIX'06.25-29.9.06, (Eds.) Camoin, G., Droxler, A., Fulthorpe, C., Miller, K.
- , 2007a. Factores que controlan la sedimentación en el humedal costero de Almenara: análisis geoquímico y estratigráfico. In: J. Lario, P.G. Silva (Eds.), *Contribuciones al estudio del Periodo Cuaternario*. (pp. 77-78). Madrid: EQUA/ETSII, UPM.
- , 2007b. Sedimentación y variaciones del nivel del mar en la costa de Castellón durante el Holoceno. In: J. Lario, S. P.G. (Eds.), *Contribuciones al estudio del Periodo Cuaternario* (pp. 77-78). Madrid: AEQUA-ETSII-Univ. Polit.
- Mehra, O.P., Jackson, M.L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by Dithionit-Citrat-System, bufferd with Dodium Bicarbonate. In: *Clay and Clay Minerals. Proc. 7th National Conference on clay and clay minerals* (pp. 317-327). London.
- Meiwes, K.J., König, N., Khanna, P.K., Prenzel, J., Ulrich, B., 1984. Chemische Untersuchungsverfahren für Mineralboden, Auflagehumus und Wurzeln zur Charakterisierung und Bewertung der Versauerung in Waldböden. *Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme/Waldsterben* 7, 1-67.
- Mishra, S., White, M.J., Beaumont, P., Antoine, P., Bridgland, D.R., Limondin-Lozouet, N., Santisteban, J.I., Schreve, D.C., Shaw, A.D., Wenban-Smith, F.F., Westaway, R.W.C., White, T.S., 2007. Fluvial deposits as an archive of early human activity. *Quaternary Science Reviews* 26, 2996–3016.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sangree, J.B. 1977. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: C.E. Payton (Ed.), *Seismic Stratigraphy- Applications to Hydrocarbon Exploration*. (Vol. 26, pp. 117-133).
- Morgan, P., Fernandez, M., 1992. Neogene vertical movements and constraints on extension in the Catalan Coastal Ranges, Iberian Peninsula, and the Valencia Trough (western Mediterranean). *Tectonophysics* 203, 185-201.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57-73.
- NACSN, North-American-Commission-on-Stratigraphic-Nomenclature. 2005. *North American Stratigraphic Code*. AAPG Bulletin V.89(NO. 11), 1547-1591.
- NADM. 2004. Glossary of sedimentary terms.: <http://nadm-geo.org>.
- Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews* 66, 261-330.
- Neuendorf, K.K.E., Jackson, J.A., Mehl, J.P.J. (Eds.). 2005. *Glossary of geology* (5. ed.). Alexandria, Virginia: American Geological Institute.
- O'Neal, M.L., McGeary, S., 2002. Late Quaternary stratigraphy and sea-level history of the northern Delaware Bay margin, southern New Jersey, USA: a ground penetrating radar analysis of composite Quaternary coastal terraces. *Quaternary Science Reviews* 21, 929-946.
- Ortiz, I., Simón, M., Dorronsoro, C., Martín, F., García, I., 2002. Soil evolution over the Quaternary period in a Mediterranean climate (SE Spain). *Catena* 48, 131-148.

- Palanca Galindo, J.I., 1999. Análisis de avenidas del Alto Palancia. Período 1960–1990. Cuadernos de Geografía 65-66, 369-374.
- Peña, J.L., Sancho, C., Lozano, M.V., 2000. Climatic and tectonic significance of late Pleistocene and Holocene tufa deposits in the Mijares river canyon, eastern Iberian Range, Northeast Spain. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 1403–1417.
- Perez Cueva, A.J. 1985. Geomorfología del sector oriental de la Cordillera Ibérica entre los ríos Mijares y Turia. Univ. Valencia, Valencia.
- , 1988. Geomorfología del sector ibérico valenciano - entre los ríos Mijares y Turia. Dpto. Geografía. Univ. Valencia., 218.
- Pericot Garcia, L., Ripoll Perello, E., 1960. Recent Research on the Prehistory of Spain. *Current Anthropology* 1(2), 139-145.
- Petschick, R., 2001. MacDiff. 4.2.5-May 17, 2001. <http://servermac.geologie.uni-frankfurt.de/rainer.html>.
- Peusser, F., A., B., Graf, H., Schlüchter, C., 2007. Luminescence dating of pro-glacial sediments from Switzerland: methodological aspects and stratigraphical conclusions. *Boreas* 36(2), 130-142.
- Pirazzoli, P.A., 2005. A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contribution in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. *Quatern. Sci. Rev.* 24, 1989-2001.
- Poesen, J., Hooke, J., 1997. Erosion, flooding and channel management in Mediterranean environments of southern Europe. *Progress in Physical Geography* 21, 157-199.
- Rasemann, S. 2003. Geomorphometrische Struktur eines mesoskaligen alpinen Geosystems. Dissertation, Universität Bonn, Bonn.
- Reale, O., Dirmeyer, P., 2000. Modeling the effects of vegetation on Mediterranean climate during the Roman Classical Period: Part I: Climate history and model sensitivity. *Global and Planetary Change* 25(3-4), 163-184.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 51(4).
- Rey, J., Fumanal, P.M., 1996. The Valencian Coast (Western Mediterranean): Neotectonics and Geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 15, 789-802.
- Ribera, A.V., Rossello, V.M. 2003. El final del mundo romano y el periodo visigodo (siglos IV-VIII). In: H. Bonet, R. Albiach, & M. Gozalbes (Eds.), *Romanos y Visigodos en Tierras Valencianas*. Valencia: Museo de Prehistoria.
- Riera Mora, S., Esteban Amat, A., 1994. Vegetation history and human activity during the last 6000 years on the central Catalan coast (northeastern Iberian Peninsula). *Vegetation History Archaeobotany* 3, 7-23.
- Roberts, N., Stevenson, A.C., Davis, B., Cheddadi, R., Brewer, S., Rosen, A., 2004. Holocene climate, environment and cultural change in the circum-Mediterranean region. *Past Climate Variability Through Europe and Africa* 6, 343-362.
- Roca, E. 2001. The Northwest Mediterranean Basin (Valencia Trough, gulf of Lions and Liguro-Provençal basins): structure and geodynamic evolution. In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson, & S. Crasquin-Soleau (Eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Pery-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoires Muséum National d'Histoire Naturelle (Vol. 186, pp. 671-706). Paris.

- Rohdenburg, H. 1971. Einführung in die klimagenetische Geomorphologie. Anhand eines Systems von Modellvorstellungen am Beispiel des fluvialen Abtragungsreliefs. (Eds.) Lenz-Verlag, Giessen
- Roucoux, K.H., Shackleton, N.J., Abreu, L., Shønfeld, J., Tzedakis, P.C., 2001. Combined marine proxy and pollen analyses reveal rapid Iberian vegetation response to North Atlantic millennial-scale climate oscillations. *Quaternary Research* 56, 128-132.
- Rovira, A., Batalla, R.J., Sala, M., 2005. Fluvial sediment budget of a Mediterranean river: the lower Tordera (Catalan Coastal Ranges, NE Spain). *Catena* 60, 19-42.
- Sabatier, F., Maillet, G., Provansal, M., Fleury, T.J., Suanez, S., Vella, C., 2006. Sediment budget of the Rhone delta shoreface since the middle of the 19th century. *Marine Geology* 234(1-4), 143-157.
- Sala, M., Coelho, C. 1998a. The historical development of land degradation in the Mediterranean world (Iberian Peninsula and Balearic Islands. In: J.A. Conacher, M. Sala (Eds.), *Land Degradation in Mediterranean Environments of the World: Nature and extent, causes and solutions* (pp. 237-266): Jhon Wiley & Sons Ltd, Chichester.
- , 1998b. Iberian Peninsula and Balearic Islands. In: J.A. Conacher, M. Sala (Eds.), *Land Degradation in Mediterranean Environments of the World: Nature and extent, causes and solutions* (pp. 3-28): Jhon Wiley & Sons Ltd, Chichester.
- , 1998c. The main problems of land degradation: their nature, extent and severity; I: Erosion and soil deterioration, flooding, vegetation loss and degradation (Iberian Peninsula and Balearic Islands). In: J.A. Conacher, M. Sala (Eds.), *Land Degradation in Mediterranean Environments of the World: Nature and extent, causes and solutions* (pp. 175-216): Jhon Wiley & Sons Ltd, Chichester.
- Salat, C. 2010. Auswertung von Georadarmessungen auf Lockersedimenten des Rio Palancia (Spanien) - Erweiterte Radarstratigraphie, Laboruntersuchungen der Dielektrizitätskoeffizienten und Modellierungen. Dissertation, Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Frankfurt am Main.
- Salat, C., Junge, A. 2008. The Topp formula revisited: laboratory measurements on soil permittivity and the relation to geotechnical parameters.- Extended abstract. In: *Proceedings of the 12th International Conference on Ground Penetrating Radar*. Birmingham, UK.
- , 2010. Dielectric permittivity of fine-grained fractions of soil samples from eastern Spain at 200 MHz. *Geophysics* 75(1), J1-J9.
- Sanjaume, E., Rosselló, V.M., Pardo, J.E., Carmona, P., Segura, F., López García, M.j., 1996. Recent coastal changes in the Gulf of Valencia (Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F. Suppl.-Bd. 102(95-118).
- Santisteban, J.I., Schulte, L., 2007. Fluvial networks of the Iberian Peninsula: a chronological framework. *Quaternary Science Reviews* 26, 2738–2757.
- Santoro, E., Mazzella, M.E., Ferranti, L., Randisi, A., Napolitano, E., Rittner, S., Radtke, U., 2009. Raised coastal terraces along the Ionian Sea coast of northern Calabria, Italy, suggest space and time variability of tectonic uplift rates. *Quaternary International* 206(1-2), 78-101.
- Scheffer, F., Schachtschabel, P. 1992. *Lehrbuch der Bodenkunde*. (Eds.) Blume, H.-P., Brümmer, G.W., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K., Wilke, B.-M. Stuttgart
- Schneevoigt, N., Van der Linden, S., Thamm, H.-P., Schrott, L., 2008. Detecting Alpine landforms from remotely imagery. A pilot study in the Bavarian Alps. *Geomorphology* 93, 104-119.

- Schönenberg, R., Neugebauer, J. (Eds.). 1987. Einführung in die Geologie Europas. Freiburg im Breisgau: Rombach GmbH.
- Schreve, D.C., Keen, D.H., Limondin-Lozouet, N., Auguste, P., Santisteban, J.I., Ubilla, M., Matoshko, A., Bridgland, D.R., Westaway, R., 2007. Progress in faunal correlation of Late Cenozoic fluvial sequences 2000–4: the report of the IGCP 449 biostratigraphy subgroup. *Quaternary Science Reviews* 26, 2970–2995.
- Schulte, L., 2002. Climatic and human influence on river systems and glacier fluctuations in southeast Spain since the Last Glacial Maximum. *Quaternary International* 93–94, 85–100.
- Schulte, L., Julià, R., 2001. A Quaternary soil chronosequence of Southeastern Spain. *Zeitschrift für Geomorphologie, NF Hauptbände* 45(2), 145-158.
- Schulte, L., Julia, R., Burjachs, F., Hilgers, A., 2008. Middle Pleistocene to Holocene geochronology of the River Aguas terrace sequence (Iberian Peninsula): Fluvial response to Mediterranean environmental change. *Geomorphology* 98, 13-33.
- Schumm, S.A. 1973. Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In: M. Morisawa (Ed.), *Fluvial geomorphology: Proc. of the Fourth Annual Geomorphology Symposium* (pp. 299 - 310). Binghamton, New York.
- , 1979. Geomorphic thresholds: the concept and its applications *Transactions of the Institute of British Geographers, New Series*. 4(4), 485-515.
- Segura Beltran, F.S. 1995. El Cuaternario continental en las tierras septentrionales valencianas. In: *El Cuaternario del País Valenciano* (pp. 83-96): Universitat de Valencia y Asociación Española para el estudio del cuaternario.
- , (Ed.). 1990. *Las ramblas valencianas: Dpto. Geografía Geografía - Univ. Valencia*.
- Shackleton, J.C., Van Andel, T.H., 1985. Late Palaeolithic and Mesolithic coastlines of the western Mediterranean. *Cahiers Ligures de Préhistoire et de Protohistoire* 2, 7-19.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardaji, T., 2003. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology* 50, 203-225.
- Simón Gómez, J.L., 2007. La construcción y el modelado del relieve en la Cordillera Ibérica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 15.2, 164-174.
- Simón Gómez, J.L., Perez Cueva, A., Calvo Cases, A., 1983. Morfogenesis y neotectónica en el sistema de fosas del Maestrat (Provincia de Castellon). *Estudios Geológicos* 39(3-4), 167-177.
- Skelly, R.L., Bristow, C.S., Ethridge, F.G., 2003. Architecture of channel-belt deposits in an aggrading shallow sandbed braided river: the lower Niobrara River, northeast Nebraska. *Sedimentary Geology* 158, 249-270.
- Somoza, L., Zazo, C., Bardaji, T., Goy, J.L., Dabrio, C.J., 1987. Recent Quaternary sea levels changes and tectonic movements in SE Spain coast. *Trabajos Neogenos-Cuaternario* 10, 49-77.
- Stanley, D.J., Warne, A.G., 1993. Nile Delta: Recent Geological Evolution and Human Impact. *Science* 260(5108), 628-634.
- Stewart, I., Morhange, C. 2009. Coastal Geomorphology and Sea-Level Change. In: J.C. Woodward (Ed.), *The Physical Geography of the Mediterranean* (pp. 385-413). Oxford Oxford University Press.
- Stuiver, M., Polach, H.A., 1977. Discussion: Reporting of ¹⁴C data. *Radiocarbon* 19(3), 355-363.
- Terral, J.F., Arnold-Simard, G., 1996. Beginnings of Olive Cultivation in Eastern Spain in Relation to Holocene Bioclimatic Changes *Quaternary Research* 46(2), 176-185.

- Terral, J.F., Mengual, X., 1999. Reconstruction of Holocene climate in southern France and eastern Spain using quantitative anatomy of olive wood and archaeological charcoal. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 153(1-4), 71-92.
- Thorndycraft, V.R., Benito, G., 2006a. The Holocene fluvial chronology of Spain: evidence from a newly compiled radiocarbon database. *Quaternary Science Reviews* 25, 223-234.
- , 2006b. Late Holocene fluvial chronology of Spain: The role of climatic variability and human impact. *Catena* 66, 34-41.
- Thornes, J.B. 1976. Semi-arid erosion systems: case studies from Spain. In: *London Geography Papers* (Vol. 7, pp. 79): London School of Economics and Political Science.
- Torrent, J., Schwertmann, U., Schulze, D.G., 1980. Iron oxide mineralogie of some soils of two river terrace sequences in Spain. *Geoderma* 23, 191-208.
- Trimble, S.W., 1975. Denudation studies: can we assume stream steady state? *Science* 188, 1207-1208.
- , 1983. A sediment budget for Coon Creek basin in the Driftless area, Wisconsin, 1953-1975. *American Journal of Science* 283, 454-474.
- Van Wees, J.D., Arche, A., Beijdorff, C.G., López-Gómez, J., Cloetingh, S.A.P.L., 1998. Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (eastern Spain): inferences from automated forward modelling of high-resolution stratigraphy (Permian–Mesozoic). *Tectonophysics* 300, 285-310.
- Villaverde, V., Aura, J.E., Barton, C.M., 1998. The Upper Paleolithic in Mediterranean Spain: A Review of Current Evidence. *Journal of World Prehistory* 12(2), 121-198.
- Viñals, M.J., Fumanal, M.P., 1995. Quaternary development and evolution of environments in the central Mediterranean Spanish coast. *Quaternary International* 29(30), 119-128.
- Vita-Finzi, C. 1969. *The Mediterranean valleys*. (Eds.) University Press. Cambridge
- Wainwright, J., 1994. Erosion of archaeological sites: results and implications of a site simulation model. *Geoarchaeology* 9, 173-201.
- , 2009. Weathering, Soil and Slope Processes. In: F.I. Woodward (Ed.), *The Physical Geography of the Mediterranean* (pp. 169-202). Oxford: Oxford University Press.
- Woodward, J.C., Hamlin, R.H.B., Macklin, M.G., Karkanis, P., Kotjabopoulou, E., 2001. Quantitative sourcing of slackwater deposits at Boila rockshelter: a record of Late-glacial flooding and Palaeolithic settlement in the Pindus Mountains, Northern Greece. *Geoarchaeology* 16, 501-536.
- Wunderlich, J. (Ed.). 1989. *Untersuchungen zur Entwicklung des westlichen Nildeltas im Holozän* (Vol. 114). Marburg/ Lahn: Selbstverlag der Marburger Geographischen Gesellschaft e. V.
- Zanchetta, G., Borghini, A., Fallick, A., Bonadonna, F., Leone, G., 2007. Late Quaternary palaeohydrology of Lake Pergusa (Sicily, southern Italy) as inferred by stable isotopes of lacustrine carbonates. *Journal of Paleolimnology* 38(2), 227-239.

VI Lebenslauf

Persönliche Daten

Ralf Hoinkis

geboren am 20.02.1973 in Augsburg

verheiratet

Berufserfahrung

Aug. 1993 – Sept. 1993	Industriemechaniker bei MAN Technologie
SS 2001 – SS 2005	Studentische Hilfskraft am Institut für Geographie Augsburg
Feb. 2003 – März 2003	Praktikum an der LfU Augsburg, Referat 5
Juni 2003 – Sept. 2003	Auslandspraktikum bei PTOB (Vogelschutzbund in Polen)
Sept. 2003	Bay. Forstamt Schliersee; technische und ingenieurbioologische Hangstabilisierung
Aug. 2004 – Sept. 2004	Praktikum im Nationalpark Berchtesgaden; Karstwasser Projekt
Aug. 2005 – Dez. 2005	Industriemechaniker bei MT Aerospace
Aug. 2005 – Juni 2006	Projektarbeiten zur alpinen Morphodynamik für die Universität Augsburg
Ab Juli 2006	Wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Physische Geographie der Goethe Universität Frankfurt am Main, zuständig für das DFG-Projekt: Morphology, Sedimentology and Radarstratigraphy of Depositional Sink Types in a Dryland River System, Rio Palancia catchment, Spain

Aug. 2008 – Juli 2009 Mitarbeit im DFG-Projekt: Holozäne Sedimentmobilität in mesoskaligen Mittelgebirgseinzugsgebieten: Quantitative Bilanzen und Chronologie

Ausbildung

Sept. 1979 – Juli 1983 Luitpold-Volksschule (Grundschule, Augsburg)

Sept. 1983 – Juli 1986 Goethe-Volksschule (Hauptschule, Augsburg)

Sept. 1986 – Juli 1990 Realschule I (Augsburg)

Sept. 1990 – Juli 1993 Ausbildung in der MAN als Industriemechaniker, Fachrichtung: Maschinen und Systemtechnik, Gesellenbrief 7.7.1993

Sept. 1993 – Juli 1995 Berufsoberschule (BOS) Augsburg, technischer Zweig, fachgebundene Hochschulreife 7.7.1995

Sept. 1996 – Juli 1997 Institut Français/BOS

Febr. 1998 – Juli 1998 Institut Français/BOS, allgemeine Hochschulreife 8.7.1998

WS 1998/99 – SS 2005 Studium der Physischen Geographie an der Universität Augsburg, Allgemeine Geologie (Nebenfach) an der Ludwig - Maximilian Universität in München, Landschaftsplanung und Umweltschutz (Nebenfach) an der TU München/Freising, Hochschulabschluss (Diplom) 23.3.2005

Veröffentlichungen

Sass, O., Heel, M., Hoinkis, R., Wetzel, K.F. (2010): A six-year record of debris transport by avalanches on a wildfire slope (Arnspitze, Tyrol). *Zeitschrift für Geomorphologie* Vol. 54, 2 S.181-193

Houben, P., Hoinkis, R., Santisteban, J.I., Salat, C., Mediavilla, R., 2011. Combining allostratigraphic and lithostratigraphic perspectives to compile subregional records of fluvial responsiveness: The case of the sustainably entrenching Palancia River watershed (Mediterranean coast, NE Spain). *Geomorphology* 129(3-4), 342-360.